

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ARIADNE BORGIO

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA AO DEPÓSITO
DE Au (Zn, Pb) BOM JESUS, ITAITUBA – PA

CURITIBA

2013

ARIADNE BORG

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA AO DEPÓSITO
DE Au (Zn, Pb) BOM JESUS, ITAITUBA – PA

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte de uma das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Biondi

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Curitiba

2013

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a minha filha Ariel, pois foi a sua chegada que me motivou a fazer o Mestrado e foi nele que reencontrei a Geologia pela qual me apaixonei na graduação.

Aos meus pais e familiares pelo apoio incondicional, sempre.

Ao Professor Biondi, excelente professor e excelente orientador, que sempre admirei e muito me honrou com o convite para escrever esta dissertação. Sou grata pela enorme dedicação, pela disponibilidade e tempo empenhado nas discussões e para esclarecer minhas dúvidas, pelas correções, críticas e elogios. Foram dois anos de intenso aprendizado pessoal e profissional.

Ao Professor Cadu pela ajuda, sugestões, correções e incentivo em várias etapas desta pesquisa.

À Dourave Mineração e Exploração Mineral pela cessão das amostras dos testemunhos de sondagem, bem como das demais informações que viabilizaram a realização desta pesquisa.

Aos amigos e colegas da pós-graduação que tornaram esses dois anos mais agradáveis e divertidos, em especial à Fernanda, Márgia, Alessandra e Bárbara pelos bons e maus momentos compartilhados.

Ao Professor José Manoel e aos funcionários do LAMIR pela infraestrutura e auxílio no desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Professor Mauro Salgado Monastier e ao técnico Adilson Antônio Dalagassa pela confecção das lamina delgadas e polidas, fundamentais para a realização desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná pelo apoio recebido.

E finalmente à CAPES pela bolsa, sem a qual a dedicação exclusiva ao Mestrado seria inviável.

RESUMO

O depósito de ouro Bom Jesus localiza-se no Cráton Amazônico, no sudoeste do Estado do Pará, no domínio da Província Mineral do Tapajós. O ouro extraído do garimpo homônimo está disseminado nas zonas de alteração hidrotermal encaixadas em rochas graníticas cálcioalcalinas. São tonalitos a granodioritos não deformados associados à Suíte Intrusiva Parauari, cortados por aplitos monzograníticos e contendo enclaves dioríticos. Três tipos principais de alteração hidrotermal foram reconhecidos, com a seguinte sucessão: alteração potássica, ferruginização e alteração argílica. A alteração sódica e com carbonato-clorita se restringem a uma das fácies do protólito e antecederam a alteração argílica. A alteração potássica é definida pela cristalização de microclínio, biotita e raros pegmatitos cortados por vênulas de quartzo contendo molibdenita, galena, esfalerita, calcopirita e ouro livres. A ferruginização é uma pigmentação decorrente da adsorção de hematita na sericita de alteração do plagioclásio, conferindo cor vermelha intensa à rocha adjacente às fraturas pós-alteração potássica. Na alteração argílica, pervasiva, o plagioclásio foi substituído por illita, o microclínio por carbonato, o quartzo recristalizou preenchendo cavidades e houve disseminação de pirita com inclusões de esfalerita, galena, calcopirita e pirrotita, em halos restritos no entorno de veios preenchidos por carbonato \pm clorita \pm pirita, posicionados no centro das fraturas ferruginizadas. A sulfetação e a mineralização aurífera são contemporâneas a esta alteração que se processa com perda de SiO_2 , Na_2O , Ba e Sr e ganhos de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O , S, perda ao fogo, Rb, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Bi, Ag e Au. A alteração sódica substitui completamente os minerais pretéritos por albita, com ganho de Na_2O e perda de K_2O , Ba, Sr e Rb. A alteração carbonato-clorita preserva apenas o plagioclásio ferruginizado em meio a uma matriz hidrotermal com carbonato, clorita e quartzo. O carbonato localmente tem hábito lamelar (*bladed*), sugerindo ebulição do fluido, e parte do quartzo cristalizou preenchendo cavidades. Esta alteração confere ganhos de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O , C, perda ao fogo, Ba, Rb e Zn e perdas de Na_2O e Sr. As três alterações principais foram geradas em fases hidrotermais distintas. Ao fluido gerador da alteração potássica atribui-se, com base na paragênese, uma origem magmática e temperaturas elevadas ($>600^\circ\text{C}$). A invasão do sistema hidrotermal por um fluido oxidante de origem desconhecida e com temperatura máxima de 400°C , considerando a estabilidade da clorita, instabilizou a magnetita e pigmentou a rocha. A última fase de alteração foi gerada por fluidos carbônicos, com alta atividade hidrolítica e temperatura inferior a 300°C , considerando a estabilidade da illita. A sucessão destas alterações, feições petrográficas, a relação temporal entre a mineralização e a alteração argílica tardia, a baixa quantidade de sulfetos disseminados e o predomínio de fluidos carbônicos sugerem um modelo filoniano relacionados a intrusões para a gênese do depósito. Alterações semelhantes foram descritas em outros depósitos da província, aos quais se atribuem modelos relacionados a intrusões e porfiríticos, possivelmente relacionados a sistemas epitermais.

PALAVRAS CHAVE: Província Mineral do Tapajós; depósito de ouro; depósito Bom Jesus.

ABSTRACT

The Bom Jesus gold deposit is located in southwest of Pará State, northern Brazil. This deposit belongs to the Tapajós Gold Province (TGP) in the Amazonian Craton. The extracted gold from the homonym open pit mine, which is active since the 90's, is disseminated in hydrothermal alteration. The alteration is hosted in calc-alkaline granitic rocks. Undeformed tonalites to granodiorites are cut by monzogranitic aplites and dioritic enclaves belonging to the Parauari Intrusive Suite. Three main hydrothermal alteration types have been identified, which have the following succession: potassic alteration, ferruginization, and argillic alteration. The sodic and carbonate-chloritic alterations are restricted to one of the protolith facies, and precede the argillic alteration. The potassic alteration is characterized by microcline, biotite, and rare pegmatites cut by quartz veins with free molybdenite, galena, sphalerite, chalcopyrite, and gold. The ferruginization is characterized by reddish colors that stain the previously sericitized plagioclase with iron oxide. This pigmentation occurs around fractures following the potassic alteration. In the pervasive argillic alteration the plagioclase was replaced by illite, the microcline replaced by carbonate, the quartz filled cavities, and pyrite with inclusions of sphalerite, galena, chalcopyrite, and pyrrhotite was disseminated in halos around carbonate±chlorite±pyrite veins. The sulfide crystallization and gold mineralization were coeval to this alteration which occurs with loss of SiO₂, Na₂O, Ba, and Sr, and increase in Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, S, LOI, Rb, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Bi, Ag, and Au. The sodic alteration replaced the pre-existing minerals by albite with Na₂O increase, and K₂O, Ba, Sr, and Rb loss. The carbonate-chlorite alteration preserves only the stained plagioclase and constitutes a hydrothermal matrix with carbonate, chlorite, and quartz. Locally bladed carbonate occurs, and a fraction of quartz fills the cavities. The three main alterations were generated in different hydrothermal phases. Based on the paragenesis, a magmatic origin and high temperatures (>600°C) are assigned to the fluid responsible for the potassic alteration. The hydrothermal system was invaded by an oxidizing fluid of unknown origin with maximum temperature of 400°C, based on chlorite stability, which destabilized the magnetite and stained the rocks. The last phase was generated by carbonic fluids with high hydrolytic activities, and a maximum temperature of 300°C is inferred by illite stability. The alteration succession, petrographic aspects, temporal relation between late argillic alteration and mineralization, low amount of sulfide, and the predominance of carbonic fluids suggest the gold intrusion-related systems as the genetic model of Bom Jesus deposit. Similar alterations have been described in other deposits belonging to the TGP. The intrusion-related gold system and a porphyritic model have been proposed, and the latter may be related to high sulfidation epithermal systems.

KEY-WORDS: Tapajós Gold Province, Bom Jesus deposit, hydrothermal alteration,

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Províncias tectônicas do norte do Brasil. Fonte: Vasquez e Rosa-Costa (2008).....	27
Figura 2 - Propostas de subdivisão geotectônica do Cráton Amazônico, segundo Tassinari <i>et al.</i> (1999), à esquerda e segundo Santos <i>et al.</i> (2000) à direita. Fonte: Reis, 2006	28
Figura 3 - Limites geotectônicos e subdivisões da Província Tapajós-Parima. Fonte: Santos <i>et al.</i> (2004).....	30
Figura 4 - Mapa geológico do domínio Tapajós, com indicação da área de estudo em vermelho. Fonte: modificado de Santos <i>et al.</i> (2004).....	32
Figura 5 - Representação esquemática do Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós (<i>strike slip fault system</i>) segundo o modelo de zona de cisalhamento e fraturas extensionais de Riedel. Ao lado a classificação dos garimpos estudados no PROMIN-TAPAJÓS. Fonte: modificado de Santos e Coutinho, (2008).	36
Figura 6 - Esquema, em planta, do veio mineralizado do Garimpo Bom Jesus, mostrando sistema conjugado de veios de quartzo, envolto por halo de alteração hidrotermal. No detalhe, zonalidade da alteração hidrotermal. Fonte: Klein, 2000.	45
Figura 7 - Localização do Garimpo Bom Jesus. Fonte: imagem obtida do Google Earth.....	46
Figura 8 - Mapa geológico da área Bom Jesus. Os pontos em preto correspondem aos furos de sondagem realizados durante a pesquisa mineral.	47
Figura 9 - Diagrama QAP (Le Maitre, 2002) com a distribuição modal das rochas graníticas da área do Bom Jesus.	49
Figura 10 - Aspecto geral da fácies ISG. Notar a variação na granulometria do plagioclásio e textura cumulática (FBJ12_06).	50
Figura 11 - Aspecto mesoscópico da fácies ISM. Notar a presença de plagioclásio com dimensões variadas e a quantidade considerável de máficos.....	52
Figura 12 – Aspecto mesoscópico da fácies inequigranular maciça média.	53
Figura 13 – Rochas apl[íticas. Monzogranitos com traços de minerais máficos (FBJ15_02) e injeção de microgranito rosa na fácies inequigranular seriada grossa (FBJ 12_05).....	55
Figura 14 - Fotomicrografia mostrando prehnita formada pela substituição de biotita (PI - plagioclásio; Bt – biotita; Prh - prehnita; à esquerda nicois paralelos e à direita nicois cruzados).	56
Figura 15 - Fotomicrografias da alteração com microclínio + albita e quartzo em intercrescimento mirmequítico. (A) Plagioclásio envolto por megacristal de microclínio. Notar as bordas difusas do plagioclásio com intercrescimento. (B) Megacristal de microclínio, com plagioclásios inclusos. (C) Intercrescimento mirmequítico na borda de um plagioclásio. A cor amarela do microclínio na fotomicrografia é devido ao tingimento. (D) idem C, nicois cruzados. (E) Microfratura preenchida por microclínio. (F) Microvênulas preenchida por microclínio. As setas vermelhas indicam a presença de mirmequita. (PI - plagioclásio; Mc - microclínio; Bt - biotita; Ep - epidoto; A, B, D, E e F - nicois cruzados, C - nicois paralelos)	57

- Figura 16 - (A) Aspecto mesoscópico da rocha com alteração definida pela paragênese biotita + titanita + titanomagnetita + apatita ± clorita ± epidoto. Notar ferruginização incipiente do plagioclásio. (B) Fotomicrografia do detalhe, mostrando o arranjo característico dos minerais desta paragênese. (Bt - biotita; Qtz - quartzo; Op - opaco; Ttn - titanita; Ap - apatita; nicois paralelos) 58
- Figura 17 - Fotomicrografia com cristais de biotita verde + titanita + titanomagnetita nos interstícios de cristais de plagioclásio ígneo, mostrando que sua cristalização foi posterior ao plagioclásio. (Ttn - titanita; Op - opaco; Pl - plagioclásio; Qtz - quartzo, nicois paralelos) 59
- Figura 18 - Fotomicrografia com aspecto da biotita na zona de alteração potássica. Notar a acumulação de rutilo e leucoxênio nos minerais. (Chl- clorita; Qtz - quartzo; nicois paralelos) 59
- Figura 19 - Imagem MEV mostrando cristais de titanomagnetita envoltos por titanita e ambos por biotita. Os pontos enumerados foram analisados por EDS e a composição obtida encontra-se no quadro acima (Bt - biotita; ttnmgt - titanomagnetita; Ttn - titanita). 60
- Figura 20 - Aspecto mesoscópico da fácies pegmatítica em contato com biotita granodiorito levemente ferruginizado da fácies inequigranular maciça média. (FBJ04_11). 61
- Figura 21 - Fotomicrografias de seção polida mostrando sulfetos diversos em veio de quartzo. (A) Cristais de esfalerita e galena, com calcopirita entre os dois e inclusa na galena. (B) Ouro livre e incluso em pirita. (C) Cristal de molibdenita. (Sph - esfalerita; Gal - galena; Ccpy - calcopirita; Au - ouro; nicois paralelos) 61
- Figura 22 - (A) Imagem MEV mostrando cristal de molibdenita. (B) Imagem MEV com indicação do ponto analisado por EDS, os dados obtidos encontram-se abaixo da imagem. 61
- Figura 23 - Variação na intensidade da ferruginização. Notar na amostra 13_02 a ferruginização nas fraturas do plagioclásio e a cor homogênea do feldspato nos termos extremos. 62
- Figura 24 - Fotomicrografia mostrando a pigmentação da sericita de alteração do plagioclásio. (B) Detalhe da fotomicrografia A, notar que geminação ígnea ainda pode ser identificada (Chl - clorita; Pl - plagioclásio; Qtz - quartzo; à esquerda nicois paralelos e à direita nicois cruzados). 63
- Figura 25 - Fotomicrografia em seção polida mostrando (A) cristais de magnetita com as bordas oxidadas a hematita e (B) hematita muito fina disseminada nos cristais de plagioclásio mais intensamente pigmentados. (Mgt - magnetita; Hem - hematita; nicois paralelos)... 63
- Figura 26 - (A) Passagem transicional entre a zona ferruginizada (à direita) e a alteração argílica (à esquerda), descrita nas fácies ISG e IM. Notar a granulação e aspecto homogêneo da alteração. (B) Argilização restrita à adjacência de vênulas e com passagem brusca entre a zona ferruginizada e argilizada, observada na fácies ISM. 64
- Figura 27 - Fotomicrografias mostrando o comportamento dos feldspatos na zona argilizada. (A) Padrões distintos de alteração de plagioclásios e microclínio. (B) Placa de carbonato com restos de microclínio. (C) Carbonato em processo inicial de substituição do microclínio, aproveitando os planos de clivagem mineral e mica branca preenchendo

- vênulas e fraturas pré-existentes. (D) Detalhe da fotomicrografia C. (E) Núcleos de quartzo e carbonato em meio à alteração com argilominerais. (F) Pseudomorfos de plagioclásios, argilizados. (Qtz - quartzo, Pl - plagioclásio; Cb - carbonato, Mc - microclínio, Op - opaco, Wmca - mica branca, Arg - argilomineral; Ser - sericita; todas as imagens com nicois cruzados). 66
- Figura 28 - Fotomicrografias de rochas com esfalerita, junto à alteração argílica. (A) esfalerita castanha com hábito controlado pelo quartzo hexagonal. (B) Esfalerita dourada poiquilítica. (C) Esfalerita castanha com inclusões de pirita. (D) Esfalerita inclusa em pirita. (Qtz - quartzo; Cb - carbonato; Arg - argilomineral; Ser - sericita; Wmca - mica branca; Chl - clorita; Sph - esfalerita; Op - opacos, nicois paralelos) 67
- Figura 29 - (A) Fotomicrografia de seção polida mostrando inclusão de dolomita em cristal de esfalerita, ambos inclusos em pirita euédrica. Além da esfalerita há inclusões de galena. (B) Imagem MEV do detalhe grifado em A. Os pontos marcados em amarelo foram analisados qualitativamente por EDS e os dados obtidos encontram-se na tabela junto à figura. (Sph - esfalerita; Gal - galena; Py - pirita; A- nicois paralelos)..... 68
- Figura 30 - Aspecto mesoscópico da alteração sódica. (A e B) Cavidades de dissolução preenchidas por quartzo prismático. (A) Detalhe do campo identificado em vermelho. 69
- Figura 31 - Fotomicrografias das rochas com alteração sódica. (A) Plagioclásio com “manchas” de carbonatos. (B) Idem a A, com nicois cruzados. (C) Clorita e quartzo em paragênese, envolvendo cristais de albita hidrotermal. (D) Idem a C, com nicois cruzados. (E) Titanita com hábito prismático quadrado. (F) Idem a E, com nicois cruzados (Ab - albita ; Qtz - quartzo; Chl - clorita; Cb - carbonato; Ttn - titanita; em A, C e E nicois paralelos). 70
- Figura 32 - Aspecto mesoscópico da alteração com carbonato e clorita 71
- Figura 33 - Fotomicrografias com aspectos distintos da paragênese carbonato + clorita ± titanita ± esfalerita. (A) Relação de engolfamento mútuo entre carbonato fino e clorita fibrosa, caracterizando a paragênese. (B) Idem a A, com nicois cruzados. (C) Paragênese carbonato + clorita + titanita. (D) Detalhe de C (área destacada), nicois cruzados. (E) Cristal de esfalerita junto a esta paragênese, notar a borda opaca do mineral. (F) Núcleos com cristais de quartzo piramidados, carbonato de aspecto turvo e clorita. (Mc - microclínio; Chl - clorita; Cb - carbonato; Pl - plagioclásio; Ttn - titanita; Qtz - quartzo; Bt - biotita; A, C, E e F nicois paralelos e B, D nicois cruzados). 72
- Figura 34 - Plano de fratura preenchido por quartzo prismático. 73
- Figura 35 - Cristais hexagonais de quartzo com zoneamento composicional marcado por inclusões fluidas (seta vermelha) (Qtz - quartzo; Cb - carbonato; à esquerda nicois paralelos e à direita nicois cruzados). 73
- Figura 36 - Aspecto mesoscópico da rocha com carbonato lamelar. As setas vermelhas indicam as lamelas de carbonato observadas em testemunho de sondagem. A direita o detalhe do campo grifado em vermelho. 74
- Figura 37 - Fotomicrografia da alteração com carbonato lamelar. (A) Quartzo poligonizado, clorita vermiforme e lamelas de carbonato, (B) Idem A, com nicois cruzados. A seta indica o

local de reação entre carbonato e quartzo. (C) Alteração argílica avançando sobre feição acima descrita. (D) Idem C, com nicois cruzados. (Cb - carbonato; Chl - clorita; Qtz - quartzo; Arg - argilomineral; Ser - sericita; em A e C nicois paralelos, em B e D nicois cruzados)	74
Figura 38 - Aspecto mesoscópico da alteração sobre brechas tectônicas.....	75
Figura 39 - Fotomicrografia mostrando as microbrechas tectônicas. (A) Pórfiroclastos de feldspato e quartzo arredondados em meio à matriz clorítica. (B,C e D) Plagioclásio fraturado e escalonado. Notar que a clorita substitui a matriz desta brecha. (E e F) Notar epidoto e titanita na zona cisalhada. (Pl - plagioclásio; Qtz - quartzo; Chl - clorita; Op - opaco; Ep - epidoto; Ttn - titanita; apenas F com nicois cruzados).....	76
Figura 40 - Fotomicrografia mostrando a mica branca associada à alteração argílica. (A) Seção basal de uma mica contendo acículas de rutilo. (B) Idem A, com nicois cruzados. (C) Mica branca com rutilo ao longo dos planos de clivagem. (D) idem C, com nicois cruzados. (Wmca - mica branca; Qtz - quartzo; Arg - argilominerais; Ser - sericita; em A e C nicois paralelos)	78
Figura 41 - Diferentes tipos e preenchimentos dos veios observados no depósito Bom Jesus (Cb - carbonato; Chl - clorita; Py - pirita; Qtz - quartzo; Gal - galena; Ccpy - calcopirita).....	79
Figura 42 - Diagrama quartzo-feldspato K-plagioclásio. (A) Individualização das diferentes alterações, com exceção das amostras da alteração Cb-Chl-Qtz. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Qtz - quartzo; Pl - plagioclásio)...	80
Figura 43 - Diagramas quartzo-sericita-plagioclásio. (A) Tendência à sericitização das rochas desde as RMA até a alteração argílica. A alteração sódica se sobrepõe à aresta quartzo-plagioclásio, ressaltando a ausência da alteração do plagioclásio nessas rochas. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Qtz - quartzo; Pl - plagioclásio; Ser - sericita).....	81
Figura 44 - Diagrama clorita-plagioclásio-carbonato. (A) Individualização sem dispersão significativa das alterações onde há predominância de minerais hidrotermais. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Pl - plagioclásio; Ser - sericita; Chl - clorita Qtz - quartzo)	82
Figura 45 - Diagrama titanita+rutilo+leucoxênio-opaco-quartzo/10. (A) Notar que a moda de opacos na alteração argílica é maior que nas RMA e que a alteração Cb-Chl-Qtz não apresenta minerais opacos, apenas titanita. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Qtz - quartzo; Op - opaco; Ttn - titanita; Rt - rutilo; Leuc - leucoxênio).....	83
Figura 46 - Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores, menores e traços das RMA do depósito Bom Jesus.....	86
Figura 47 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as diferentes fácies de RMA. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).....	87

- Figura 48 - Valores de alumina-saturação calculados para as RMA e plotados no Diagrama de Shand (MANIAR e PICCOLI, 1989). IAS_T e IAS_P – Índice de alumina-saturação total e parcial, respectivamente..... 88
- Figura 49 - Classificação modal, no diagrama QAP de Le Maitre (2002), das RMA. No mesmo diagrama observam-se os *trends* principais das rochas cálcioalcalinas definidos por Lameyre e Bowden (1982): (A) série cálcioalcalina trondhjemítica (baixo K); (B) série cálcioalcalina granodiorítica (médio K); (C) série cálcioalcalina monzonítica (alto K). 89
- Figura 50 - Diagramas discriminantes de ambiente Rb *versus* (Y + Nb) e Nb *versus* Y (Pearce *et al.*, 1984). 89
- Figura 51 – Diagramas de variação usando o Zr como elemento discriminante. Os valores exibidos são os coeficientes de correlação. As linhas de regressão somente foram desenhadas para o TiO_2 e para o Fe_2O_3 na fácies ISG. Para o Al_2O_3 , SiO_2 , MgO, Nb, Fe_2O_3 e Y os dados somente indicam os *trends* de alteração. Os símbolos cheios representam a composição dos protólitos de cada fácies. 91
- Figura 52 - Diagramas de variação usando o titânio como discriminante, mostrando as substâncias com elevada mobilidade. Notar a verticalidade dos trends de alteração, ressaltando a imobilidade do TiO_2 em relação à alteração hidrotermal. 93
- Figura 53 - Diagramas de variação usando o TiO_2 como discriminante. Os elementos mostram uma correlação positiva com o TiO_2 94
- Figura 54 - Variação dos valores de f_v para elementos maiores, menores e traços, nas diferentes fácies, aplicando a condição de que as perdas e ganhos para estas substâncias foram nulas. As duas linhas delimitam um aumento e uma redução de 50% no volume da rocha. A direita detalhe da distribuição de f_v entre 0,5 e 1,5. A – variação nos valores de f_v para a fácies IM; B – mesmo gráfico mostrando apenas as substâncias que tiveram variação de $\pm 50\%$ no volume; C - variação nos valores de f_v para a fácies ISG; D – mesmo gráfico mostrando apenas as substâncias que tiveram variação de $\pm 50\%$ no volume; E - variação nos valores de f_v para a fácies ISM; F – mesmo gráfico mostrando apenas as substâncias que tiveram variação de $\pm 50\%$ no volume. 98
- Figura 55 - Variação no comportamento de f_v para elementos maiores, menores e para o zircônio, considerando os principais tipos de alteração hidrotermal e aplicando a condição de que as perdas e ganhos para estas substâncias foram nulas. A – alteração argílica, notar os valores extremos de f_v obtidos para o sódio (40-90); B- mesmo gráfico com redução da faixa de variação dos valores de f_v de forma a permitir a visualização do comportamento deste fator para as demais substâncias; C- ferruginização; D- Alteração Cb-Chl-Qtz. Notar a distribuição semelhante dos valores de f_v para zircônio, titânio, ferro e fósforo nas três alterações. 100
- Figura 56 - Curvas de perdas e ganhos de elementos maiores, menores, perda ao fogo (LOI), enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais na alteração pegmatítica. 101
- Figura 57 - Curvas de perdas e ganhos de elementos traço na alteração pegmatítica. 101

Figura 58 - Curvas de perdas e ganhos de elementos calcófilos para as rochas com alteração pegmatítica.	101
Figura 59 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais nas rochas ferruginizadas. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{V(SiO_2)} = 1,06$; ISM - $f_{V(Al_2O_3)} = 0,98$; ISG - $f_{V(SiO_2)} = 1,01$	102
Figura 60 - Ganhos e perdas de elementos traço nas rochas ferruginizadas. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{V(SiO_2)} = 1,06$; ISM - $f_{V(Al_2O_3)} = 0,98$; ISG - $f_{V(SiO_2)} = 1,01$	102
Figura 61 - Ganhos e perdas de elementos calcófilos das rochas ferruginizadas. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{V(SiO_2)} = 1,06$; ISM - $f_{V(Al_2O_3)} = 0,98$; ISG - $f_{V(SiO_2)} = 1,01$	103
Figura 62 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo e enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração argílica, para as três fácies. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{V(SiO_2)} = 1,10$; ISM - $f_{V(CaO)} = 0,95$; ISG - $f_{V(Al_2O_3)} = 1,00$	104
Figura 63 - Ganhos e perdas de elementos traço das rochas com alteração argílica, para as três fácies. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{V(SiO_2)} = 1,10$; ISM - $f_{V(CaO)} = 0,95$; ISG - $f_{V(Al_2O_3)} = 1,00$	104
Figura 64 - Ganho de elementos calcófilos associado à alteração argílica na fácies ISM.	104
Figura 65 - Ganho de elementos calcófilos associado a alteração argílica, na fácies ISG.	105
Figura 66 - (A) Ganho de elementos calcófilos associado à alteração argílica, na fácies IM. (B) idem, porém sem os valores de zinco, para que se possa visualizar melhor os ganhos de cobre, chumbo, arsênio e cádmio.	105
Figura 67 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo e enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração Cb-Chl-Qtz.	106
Figura 68 - Ganhos e perdas de elementos traço na alteração Cb-Chl-Qtz.	107
Figura 69 - Ganhos e perdas de elementos calcófilos na alteração Cb-Chl-Qtz.	107
Figura 70 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo e enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração sódica.	108
Figura 71 - Perdas de elementos traço das rochas com alteração Cb-Chl-Qtz.	108
Figura 72 - Ganhos e perdas de elementos calcófilos na alteração Cb-Chl-Qtz.	108
Figura 73 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas com alteração pegmatítica. Normalizados com base em condrito. (SUN e MCDONOUGH, 1989).	109
Figura 74 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas ferruginizadas. À direita, sobreposição da distribuição dos padrões das RMA e ferruginizadas. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).	110
Figura 75 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas com alteração argílica. À direita, sobreposição da distribuição dos padrões das RMA, ferruginizadas e argilizadas. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).	111
Figura 76 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas com alteração Cb-Chl-Qtz e sódica. À direita, sobreposição da distribuição dos padrões da alteração argílica, Cb-Chl-Qtz e sódica. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).	111

Figura 77 - Distribuição dos valores de isótopos de carbono e oxigênio obtidos a partir de dolomita de veios e em diferentes tipos de alteração hidrotermal.	113
Figura 78 - Distribuição das rochas do depósito Bom Jesus comparadas com os granitoides cálcioalcalinos trondhjemíticos (baixo K) do SW da Finlândia e com os granitoides cálcioalcalinos “normais” (médio K) e rochas relacionadas de Sierra Nevada. Fonte: modificado de Lameyre e Bowden, (1982).	116
Figura 79 - Diagrama atividade-atividade mostrando a estabilidade da albita, sericita e ortoclásio a várias temperaturas e 200MPa. (b) Efeitos da pressão nas reações de substituição da sericita por ortoclásio onde a constante de equilíbrio k da reação gradualmente aumenta com a diminuição da pressão dentro de um intervalo no qual a pressão cai de litostática a hidrostática. Fonte: Plümpner e Putnis (2009).	123
Figura 80 - Valores médios das modificações dos elementos maiores, menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais, das rochas com alteração argílica (Fácies IM, ISM e ISG).	134
Figura 81 - Valores médios das modificações dos elementos traço das rochas com alteração argílica (Fácies IM, ISM e ISG).	134
Figura 82 - Valores médios das modificações dos elementos calcófilos das rochas com alteração argílica (Fácies IM, ISM, ISG).	135
Figura 83 - Valores médios das modificações dos elementos maiores, menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração sódica (fácies IM).	136
Figura 84 - Valores médios das modificações dos elementos traço das rochas com alteração sódica (fácies IM).	137
Figura 85 - Valores médios das modificações das concentrações dos elementos maiores, menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais, das rochas com alteração Cb-Chl-Qtz.	138
Figura 86 - Sobreposição das curvas de perdas e ganhos da alteração argílica e Cb-Chl-Qtz.	139
Figura 87 - Dados isotópicos obtidos para tipos distintos de depósitos de ouro com alterações carbonáticas: Val-D’Or (BEAUDOIN e PITRE, 2005) e Jinshan (LI <i>et al.</i> , 2010) – ambos os depósitos orogênicos de ouro. Um Eleiga (ZOHEIR, 2012), relacionado a intrusões, e Cobre-Babilônia (CAMPRUBÍ <i>et al.</i> , 2006) e depósitos diversos do Neógeno do Japão (SHIKAZONO, 2003) com ouro em veio polimetálicos epitermal (dados não agrupados), em comparação com os do depósito Bom Jesus.	141

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores de densidade calculados para as rochas do depósito Bom Jesus.....	23
Tabela 2 - Maior e menor teores analisados no depósito Bom Jesus e teor médio, com base em média ponderada.	48
Tabela 3 - Porcentagens modais obtidas a partir de amostras da fácies ISG, com a classificação da rocha segundo Le Maitre (2002).....	51
Tabela 4- Composição modal das rochas da fácies ISM e classificação segundo Le Maitre (2002)...	52
Tabela 5 - Composição modal das rochas da fácies IM e classificação segundo Le Maitre (2002). ...	54
Tabela 6 - Composição modal dos aplitos e classificação segundo Le Maitre (2002).	55
Tabela 7 - Composição química das RMA do depósito Bom Jesus.	84
Tabela 8 - Coeficientes de correlação obtidos para os pares de elementos químicos calculados com base nas retas da Figura 51.	90
Tabela 9 - Valores médio, mínimo, máximo e de desvio padrão calculados para as razões entre as principais substâncias envolvidas na alteração hidrotermal.....	96
Tabela 10 - Valores obtidos para os isótopos de carbono e oxigênio em dolomita analisada em veio estéril, sulfetado e compondo a paragênese de diferentes alterações.	113

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Principais características dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação. Fonte: White e Hendequist, 1990.....	42
Quadro 2 - Cronologia das fases hidrotermais identificadas no depósito Bom Jesus e as paragêneses que as caracterizam. (Ser- sericita; Chl - clorita; Rt - rutilo; Lcx - leucoxênio; Mc - microclínio; Ab - albita; Qtz - quartzo; Bt - biotita; Ttn - titanita; Mgt - magnetita; Apa - apatita; Epi - epidoto; Hem - hematita; Cb - carbonato; Sph - esfalerita; Ili - ilita; Py - pirita; Wmca - mica branca).....	117
Quadro 3 - Sucessão paragenética observada na fácies IM. (Bt - biotita; Mc - microclínio; Ttn - titanita; Ser - sericita; Chl - clorita; Ab - albita; Rt - rutilo; Lcx - leucoxênio; Cb - carbonato; Au - ouro; Py - pirita; Sph - esfalerita; Gal - galena; Ccpy - calcopirita; Mo - molibdenita; Hem - hematita; Po – pirrotita).....	118
Quadro 4 - Sucessão paragenética observada nas fácies ISM e ISG. (Bt - biotita; Mc - microclínio; Ttn - titanita; Ser - sericita; Chl - clorita; Rt - rutilo; Lcx -leucoxênio; Cb - carbonato; Au - ouro; Py - pirita; Sph - esfalerita; Gal - galena; Ccpy -calcopirita; Hem - hematita; Po – pirrotita).	119

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	JUSTIFICATIVA.....	18
1.2	OBJETIVO GERAL.....	18
1.2.1	<i>Objetivos Específicos</i>	19
2	MATERIAIS E MÉTODOS	20
2.1	SELEÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS	20
2.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA	21
2.3	COLORIMETRIA DOS FELDSPATOS ALCALINOS.....	21
2.4	DETERMINAÇÃO DO PESO ESPECÍFICO	22
2.5	CONTAGEM MODAL	22
2.6	ANÁLISE POR ESPECTROMETRIA DE PLASMA	23
2.7	ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	24
2.8	ANÁLISE POR ESPECTROSCOPIA DE ENERGIA DISPERSIVA – EDS.....	24
2.9	ANÁLISE DA RAZÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO	25
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	26
3.1	GEOLOGIA REGIONAL.....	26
3.1.1	<i>Cráton Amazônico</i>	26
3.1.1.1	Província Tapajós-Parima.....	29
3.1.2	<i>Província Mineral do Tapajós</i>	31
3.1.2.1	Unidades litoestratigráficas.....	31
3.1.2.2	Geologia estrutural	35
3.1.2.3	Estilos de mineralização aurífera	36
3.2	MODELOS DE DEPÓSITOS.....	38
3.2.1	<i>Depósitos filonianos relacionados a intrusões</i>	38
3.2.2	<i>Sistemas epitermais</i>	40
3.2.3	<i>Sistemas orogênicos</i>	41
3.3	TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O DEPÓSITO BOM JESUS.....	43
3.4	PESQUISA MINERAL NO DEPÓSITO BOM JESUS	45
	PETROGRAFIA.....	49
3.5	ROCHAS GRANÍTICAS.....	49
3.5.1	<i>Fácies inequigranular seriada grossa (ISG)</i>	50
3.5.2	<i>Fácies inequigranular seriada média (ISM)</i>	51
3.5.3	<i>Fácies inequigranular maciça média (IM)</i>	53
3.5.4	<i>Rochas Aplíticas</i>	54
3.6	ROCHAS HIDROTHERMALIZADAS.....	55
3.6.1	<i>Alteração tardimagmática</i>	55
3.6.2	<i>Alteração potássica</i>	56
3.6.2.1	Alteração com microclínio + albita e quartzo em intercrescimento mirmequítico	56
3.6.2.2	Alteração com biotita + titanita + magnetita + apatita ± clorita ± epidoto	58
3.6.2.3	Alteração da biotita ígnea	59
3.6.2.4	Alteração pegmatítica	60
3.6.3	<i>Ferruginização</i>	61
3.6.4	<i>Alteração argílica</i>	63
3.6.5	<i>Alteração sódica</i>	68
3.6.6	<i>Alteração com carbonato, clorita e quartzo</i>	71
3.6.6.1	Alteração com carbonato lamelar + clorita vermiforme + quartzo ± titanita.....	73
3.6.7	<i>Microbrechas tectônicas</i>	75

3.6.8	<i>Alteração da biotita</i>	77
3.7	TIPOLOGIA DOS VEIOS	78
3.8	DIAGRAMAS TRIANGULARES COM BASE NA MODA.....	80
4	LITOGEOQUÍMICA	84
4.1	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MENOS ALTERADAS	84
4.2	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS HIDROTHERMALIZADAS	90
4.3	RAZÕES ENTRE ELEMENTOS	95
4.4	GANHOS E PERDAS QUÍMICOS - EQUAÇÃO DE GRESEN	97
4.4.1	<i>Determinação do Fator volume (fv)</i>	97
4.4.2	<i>Ganhos e perdas associadas à alteração pegmatítica</i>	100
4.4.3	<i>Ganhos e perdas associados à ferruginização</i>	101
4.4.4	<i>Ganhos e perdas associados à alteração argílica</i>	103
4.4.5	<i>Ganhos e perdas associados à alteração com carbonato + clorita + quartzo</i>	106
4.4.6	<i>Ganhos e perdas associadas à alteração sódica</i>	107
4.5	ELEMENTOS TERRAS RARAS	109
4.6	ISÓTOPOS ESTÁVEIS	112
5	DISCUSSÕES	114
5.1	ROCHAS MENOS ALTERADAS.....	114
5.2	PETROGRAFIA, PARAGÊNESE E SUCESSÃO MINERAL DEVIDO AO HIDROTHERMALISMO	116
5.3	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS E SUAS ALTERAÇÕES.....	130
5.3.1	<i>Mobilidade das substâncias durante a alteração</i>	130
5.3.2	<i>Elementos maiores, menores e traço</i>	133
5.3.3	<i>Elementos terras raras</i>	139
5.4	RAZÃO ISOTÓPICA DE C E O.....	140
5.5	MODELO DO DEPÓSITO BOM JESUS	141
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	150
	REFERÊNCIAS.....	154
	APÊNDICES.....	159
	ANEXO.....	164

1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico é formado por rochas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas cuja evolução geotectônica é bastante favorável à formação de depósitos de minerais metálicos, sobretudo depósitos associados a complexos ígneos ou ao retrabalhamento dos mesmos. No Cráton existem duas províncias minerais importantes: a de Carajás, rica em minérios de ferro, cobre, ouro, manganês e níquel, e a do Tapajós, com mineralização em ouro.

Os primeiros registros da atividade garimpeira na Província Mineral do Tapajós (PMT) datam do final da década de 50, tendo se desenvolvido nos aluviões e em colúvios nas proximidades dos rios, até 1985. Segundo Coutinho (2008a), de 1985 a 1995, os terraços (colúvios) e os níveis saprolíticos concentraram as atividades dos garimpeiros. Posteriormente, o ouro passou também a ser extraído da rocha, o chamado “ouro primário ou de filão”. Oficialmente, entre 1958 e 1996, um total de 158 toneladas de ouro foi produzido na PMT (Klein *et al.*, 2000), porém dados não oficiais sugerem que mais de 600 toneladas foram extraídas dos garimpos.

Apesar do potencial aurífero elevado, o conhecimento que se tem acerca da geologia da PMT, de forma geral, ou ainda sobre a gênese das mineralizações e os fatores que controlam a distribuição do minério, merece avanços dada a sua importância econômica e sua extensão.

O depósito Bom Jesus, objeto deste estudo, está localizado a sul da Província Mineral do Tapajós. As atividades de garimpo, ainda ativas, foram iniciadas nos anos 90 e somente ouro livre foi extraído dos aluviões e colúvios. Em 2007, a área do Bom Jesus foi requerida para pesquisa pela Dourave Mineração e Exploração Mineral, cujos trabalhos inicialmente renderam resultados promissores, no que diz respeito aos teores de ouro e, motivaram novos investimentos. Em 2010, a pesquisa mineral foi suspensa por não confirmar teores econômicos, porém a quantidade de informações disponibilizadas, sobretudo de amostras obtidas em testemunhos de sondagem foi suficiente para permitir a realização desta pesquisa, com o intuito de compreender os processos mineralizadores e a gênese do depósito.

Nesta pesquisa foram definidos os diferentes tipos de alteração hidrotermal, suas respectivas paragêneses e a sucessão das mesmas durante a formação do depósito Bom Jesus. Foram feitos estudos geoquímicos das rochas encaixantes da alteração e também das zonas hidrotermalizadas, incluindo cálculos de perdas e ganhos associados ao hidrotermalismo. Os dados obtidos foram comparados com a bibliografia pertinente com o intuito de sugerir um modelo genético para o depósito.

1.1 JUSTIFICATIVA

Tendo em vista o potencial aurífero da PMT e o que se conhece acerca da sua geologia e dos seus depósitos minerais, a oportunidade de estudar em detalhe um dos tantos depósitos existentes pode contribuir para avançar em direção à melhor compreensão da gênese dos depósitos minerais na província. Mais do que oportunidade de estudar o depósito, deve-se considerar a disponibilidade de parte do material produzido durante a pesquisa mineral da área em questão. Isso permite reduzir consideravelmente o tempo e os custos do estudo e da mesma forma permite avanços significativos em relação à compreensão geológica.

Considerando os trabalhos de pesquisa já executados no depósito Bom Jesus, do ponto de vista econômico, há motivos para acreditar que o local tenha potencial para tornar-se um depósito de ouro primário economicamente explotável. Do ponto de vista científico há alterações hidrotermais pouco conhecidas, como a ferruginização e também algumas associações de sulfetos incomuns na região da PMT. Isto justifica um estudo detalhado para entender os processos mineralizadores, os controles geológicos e as características do minério e das zonas de alteração.

1.2 OBJETIVO GERAL

Esta dissertação tem como objetivo principal definir as alterações hidrotermais e os processos mineralizadores do depósito de ouro Bom Jesus – PA. Para tanto será necessário caracterizar e entender as relações entre a rocha encaixante e as mineralizações, as alterações hidrotermais e os processos mineralizadores.

1.2.1 Objetivos Específicos

(a) Caracterizar e separar as zonas de alteração hidrotermal e entender a sua relação com a mineralização aurífera, visando:

- definir as paragêneses das rochas encaixantes e das alterações hidrotermais;
- identificar as diferentes fases minerais portadoras de ouro;
- estabelecer a cronologia dos processos hidrotermais e as suas associações com a mineralização;
- determinar os fatores que controlaram a distribuição da mineralização.

(b) Os resultados deste projeto serão comparados com informações disponíveis na bibliografia, com o intuito de determinar:

- a profundidade em que o depósito foi formado;
- a origem e as características dos fluidos que contribuíram com sua formação;
- relação entre o depósito mineral e a intrusão;

(c) Definir os processos mineralizadores atuantes na formação do depósito de ouro Bom Jesus.

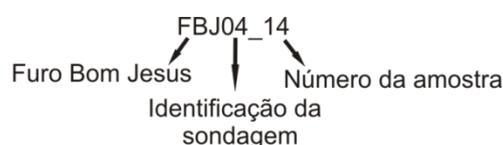
2 MATERIAIS E MÉTODOS

Esta pesquisa está sendo desenvolvida com base em informações e amostras de testemunhos de sondagem cedidas pela Dourave Mineração e Exploração Mineral. Quanto a este fato cabem algumas considerações: (i) a descrição integral dos furos de sondagem foi responsabilidade da referida empresa; (ii) a seleção das amostras para este estudo foi feita pelo Prof. Dr. João Carlos Biondi, orientador desta dissertação; (iii) não foi realizada nenhuma etapa de campo, pois as amostras estavam disponíveis desde o início da pesquisa, em volume e representatividade suficientes.

2.1 SELEÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS

As 160 amostras cedidas pela Dourave Mineração e Exploração Mineral, foram descritas novamente a fim de validar a descrição dos testemunhos de sondagem. Posteriormente, foi feita a seleção das amostras para as análises petrográficas, para a confecção das seções polidas e para preparação e análise química. O critério de seleção para a petrografia e para as seções polidas foi descritivo mesoscópico, buscando abranger as diferentes alterações hidrotermais do depósito. Apenas amostras previamente descritas na petrografia foram selecionadas para as análises químicas. Procurou-se selecionar amostras menos alteradas de diferentes fácies e amostras de diferentes tipos e intensidades de alteração hidrotermal.

Quando for necessário mencionar alguma amostra no texto ou em figuras, esta será identificada da seguinte maneira:



2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Foram confeccionadas 82 lâminas delgadas e 10 seções polidas no Laboratório de Laminação (LAMIN) do Departamento de Geologia (DEGEOL) da UFPR. A caracterização mineral, textural e das paragêneses das rochas e zonas de alteração hidrotermal foi realizada no Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR), do Departamento de Geologia da UFPR, com microscópio petrográfico binocular de luz transmitida. As fotomicrografias foram obtidas com auxílio do programa Dino Capture e câmera de captura de imagem Dinolite, acoplada ao microscópio.

A análise petrográfica foi feita em duas etapas. Na primeira foram descritas 18 lâminas delgadas dos protólitos e a segunda envolveu a descrição de 64 lâminas delgadas de rochas hidrotermalizadas, além de 10 seções polidas.

Todas as imagens capturadas durante a descrição petrográfica e utilizadas neste trabalho foram tratadas no *software* Corel Draw 11[®]. A identificação dos minerais nas imagens seguiu o padrão de abreviação proposto pela IUGS (SIIVOLA e SCHIMD, 2007) para rochas metamórficas.

2.3 COLORIMETRIA DOS FELDSPATOS ALCALINOS

Para auxiliar a descrição e a contagem modal das lâminas delgadas foi utilizada a técnica colorimétrica desenvolvida por Gabriel e Cox (1929¹, citado por REID, 1969) e posteriormente modificada (KEITH, 1939²; CHAYES, 1952³ e ROSEMBLUM, 1956⁴, citados por REID, 1969), denominada: coloração de feldspato potássico em lâmina delgada pelo método Cobaltinitrito.

¹ GABRIEL, A., COX, E.P. A staining method for quantitative determination of certain rock minerals. ***Am. Mineralogist***, v. 14. 1929, p. 290-292.

² KEITH, M.L. Selective staining to facilitate rosiwal analysis. ***Am. Mineralogist***, v. 24. 1939, p. 561-565.

³ CHAYES, F. Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin sections. ***Am. Mineralogist***, v.37. 1952, p. 337-340.

⁴ ROSEMBLUM, S. Improved techniques for staining potash feldspar. ***Am. Mineralogist***, v. 41, 1956, p. 662-664

Para aplicação desta técnica é necessário que as lâminas delgadas não estejam cobertas por lamínula ou verniz. Os reagentes utilizados são: solução de cobaltinitrito de sódio (dissolver 60 gr de cobaltinitrito em 100 mL de água deionizada) e ácido fluorídrico (52%).

Procedimento: Expor a lâmina ao vapor de ácido fluorídrico, por 1 minuto e secar em corrente de ar. Em seguida imergir a lâmina na solução de cobaltinitrito, por 2 minutos. Enxaguar com água e secar.

Com este tratamento os feldspatos potássicos tingem-se de amarelo-gema, cor perceptível sob polarizadores cruzados. Após o tingimento as lâminas foram cobertas por uma camada de esmalte incolor.

2.4 DETERMINAÇÃO DO PESO ESPECÍFICO

Para a determinação do peso específico das amostras aplicou-se o Princípio de Arquimedes, o qual afirma que: “todo corpo submerso em um fluido experimenta um empuxo vertical e para cima igual ao peso do fluido deslocado.” Para tanto, determinou-se inicialmente o peso seco de cada amostra e em seguida as mesmas foram imersas em um copo de Becker, com capacidade de 1000 mL, com o auxílio de um arame muito fino. Tomando o cuidado de não deixar a amostra encostar no fundo ou nas paredes do Becker, obteve-se o peso do fluido deslocado. Dividindo o peso seco pelo volume, obteve-se diretamente o peso específico da amostra. Os valores de peso específico calculados para aplicação nos cálculos de balanço de massa encontram-se na Tabela 1 e a planilha com os parâmetros medidos encontram-se no Apêndice A.

2.5 CONTAGEM MODAL

A moda das amostras foi determinada com um contador de pontos automático, modelo F 415C da marca Swift, acoplado ao microscópio petrográfico.

Em todas as amostras padronizou-se a contagem de 2000 pontos, com espaçamento de 1 mm entre linhas e com 1/6 mm entre saltos, dentro de cada linha.

Tabela 1 - Valores de densidade calculados para as rochas do depósito Bom Jesus.

Amostra	Peso específico (g/cm ³)	Amostra	Peso específico (g/cm ³)
FBJ04_04	2,660	FBJ12_03	2,638
FBJ04_11	2,616	FBJ12_05	2,622
FBJ04_14a	2,690	FBJ12_06	2,709
FBJ04_14b	2,661	FBJ13_02	2,673
FBJ04_15	2,627	FBJ13_03	2,615
FBJ04_25	2,833	FBJ13_04	2,680
FBJ04_31	2,849	FBJ13_06	2,947
FBJ05_02	2,731	FBJ15_02	2,605
FBJ05_04	2,765	FBJ15_03	2,529
FBJ07_01	2,624	FBJ15_05	2,762
FBJ07_10	2,510	FBJ16_03	2,720
FBJ08_07	2,596	FBJ16_04	2,874
FBJ08_10	2,726	FBJ16_07	2,735
FBJ08_12	2,722	FBJ16_08	2,742
FBJ09_05	2,631	FBJ16_09	2,653
FBJ09_06	2,682	FBJ16_16	2,768
FBJ11_01	2,626	FBJ13_01	2,674

2.6 ANÁLISE POR ESPECTROMETRIA DE PLASMA

As análises para a determinação de 10 óxidos (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO), além de Cr e Ba por ICP e para a determinação de 18 elementos-traço (Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, e Zr), dos elementos terras raras (ETR) e de 14 metais (Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se) por ICP-MS, foram feitas em 34 amostras pelo laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltd.*

Dentre as 34 amostras, 10 foram selecionadas para caracterização química dos protólitos e as demais para o estudo das alterações hidrotermais. As amostras enviadas para análise foram previamente britadas, quarteadas e pulverizadas em panela de carbetto de tungstênio, no LAMIR. Todas as amostras foram preparadas em duplicata, mantendo-se uma alíquota para eventual necessidade. Não foram enviadas amostras para testes de reprodutibilidade.

Os dados referentes às análises químicas encontram-se no Anexo A.

2.7 ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Para caracterização dos argilominerais da alteração que hospeda a mineralização foram selecionadas três amostras que foram analisadas por difração de raios X (DRX), no LAMIR.

As amostras previamente britadas, quarteadas e pulverizadas em panela de carbetto de tungstênio foram misturadas com água deionizada, na proporção de 10g para 100 mL, agitadas e o sobrenadante foi pipetado após 1 hora de decantação. Para a análise foi preparada uma amostra de pó prensado e três lâminas de cada amostra submetidas aos seguintes tratamentos:

- Tratamento normal, apenas com secagem ao ar;
- Tratamento térmico em mufla a 550°C por 2 horas;
- Solvatação com etilenoglicol.

A leitura das amostras foi feita em um difratômetro Panalytical, modelo Empyrian, operando 40KV/40mA (tensão/corrente). As condições de leitura foram de 2,5 a 30° 2 θ para as lâminas e de 3,0 a 70° 2 θ para o pó prensado.

2.8 ANÁLISE POR ESPECTROSCOPIA DE ENERGIA DISPERSIVA – EDS

Para auxiliar na caracterização de minerais não identificados com a petrografia e minerografia fez-se uso do microscópio eletrônico de varredura (MEV) disponível no LAMIR. As amostras foram analisadas a partir de seções polidas e não foi necessário metalizar as mesmas para realização da análise. O MEV utilizado é da marca JEOL modelo JSM6010LA e o EDS também JEOL, é do modelo EX – 9441OD1L11.

2.9 ANÁLISE DA RAZÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO

A análise da razão isotópica de carbono e oxigênio, realizada no LAMIR, foi feita em 18 amostras selecionadas após a conclusão da petrografia. As amostras de carbonato foram extraídas dos testemunhos de sondagem com auxílio de um microamostrador automatizado, com broca de 1mm. Tendo em vista a quantidade restrita de amostras disponíveis e a dificuldade de amostragem, a determinação do tipo de carbonato foi feita em lâmina delgada pelo teste colorimétrico com solução de alizarina com ferrocianeto de potássio em HCl diluído (0,15%) (EVAMY, 1963). Nos pontos de interesse das lâminas delgadas pingou-se a solução de alizarina que permaneceu reagindo durante 1 minuto e em seguida a lâmina foi lavada em água corrente e seca ao ar. As amostras testadas permaneceram incolores, resposta típica da dolomita.

A determinação das assinaturas isotópicas foi feita em um espectrômetro de fonte gasosa (IRMS) da marca *Thermo Delta V Advantage*, acoplado a um *Gas Bench II* em relação ao padrão CO₂ calibrado internacionalmente. Os resultados são emitidos em relação ao padrão internacional PDB da Universidade de Chicago. O valores de δO^{18} obtidos em ‰VPDB foram convertidos a ‰SMOW para utilização dos dados, usando a seguinte fórmula:

$$\delta O^{18}_{VPDB} = 0,97002 \delta O^{18}_{VSMOW} - 29,98$$

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no contexto da Plataforma Sul Americana, mais especificamente na porção centro-sul do Cráton Amazônico. Considerando a divisão geotectônica do cráton, a área está no Domínio Tapajós, da Província Tapajós-Parima (SANTOS *et al.*, 2000) e considerando a divisão em províncias minerais, a área se insere na Província Mineral do Tapajós (PMT). Logo, serão abordados, de forma breve, aspectos geológicos e geotectônicos do Cráton Amazônico e da Província Tapajós-Parima. Serão apresentados aspectos litoestratigráficos, estruturais e metalogenéticos da PMT.

3.1.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico tem uma composição litológica e estrutural variada e conhecida de modo heterogêneo, que retrata uma história evolutiva desde o Arqueano, mas, ao contrário do que se acreditava, apenas uma porção restrita da área (<12%) é formada por rochas arqueanas.

Unidade integrante da Plataforma Sul Americana (ALMEIDA e HASUI, 1984), o Cráton Amazônico é formado pelo escudo das Guianas ao norte e o escudo Brasil Central ao sul, separados pela Bacia do Amazonas e cobertos parcialmente pelas bacias sedimentares do Marajó (NE), do Xingu-Alto Tapajós (S) e do Solimões (W). Os limites cratônicos são o cinturão orogênico Andino (W) e a Faixa de dobramentos Araguaia (SE), conforme ilustrado na

Figura 1.

À exceção de algumas áreas economicamente relevantes, como a Província Mineral de Carajás e a PMT, a geologia e a evolução do cráton Amazônico mostram graus heterogêneos de conhecimento. Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008) o grau de conhecimento geológico na região, sobretudo no Estado do Pará, é “satisfatório” apenas na região de Carajás, considerado “razoável” nas Províncias Tapajós-Parima e Transamazônica, nas bacias do Amazonas e Marajó,

permanecendo o restante das províncias e bacias sedimentares “pouco conhecidas”. Extensivos trabalhos de cartografia geológica desenvolvidos na região desde a década de 70, somados à contribuição acadêmica, permitiram a confecção de mapas e folhas geológicas em diversas escalas, desde 1:1.000.000 até 1:50.000.

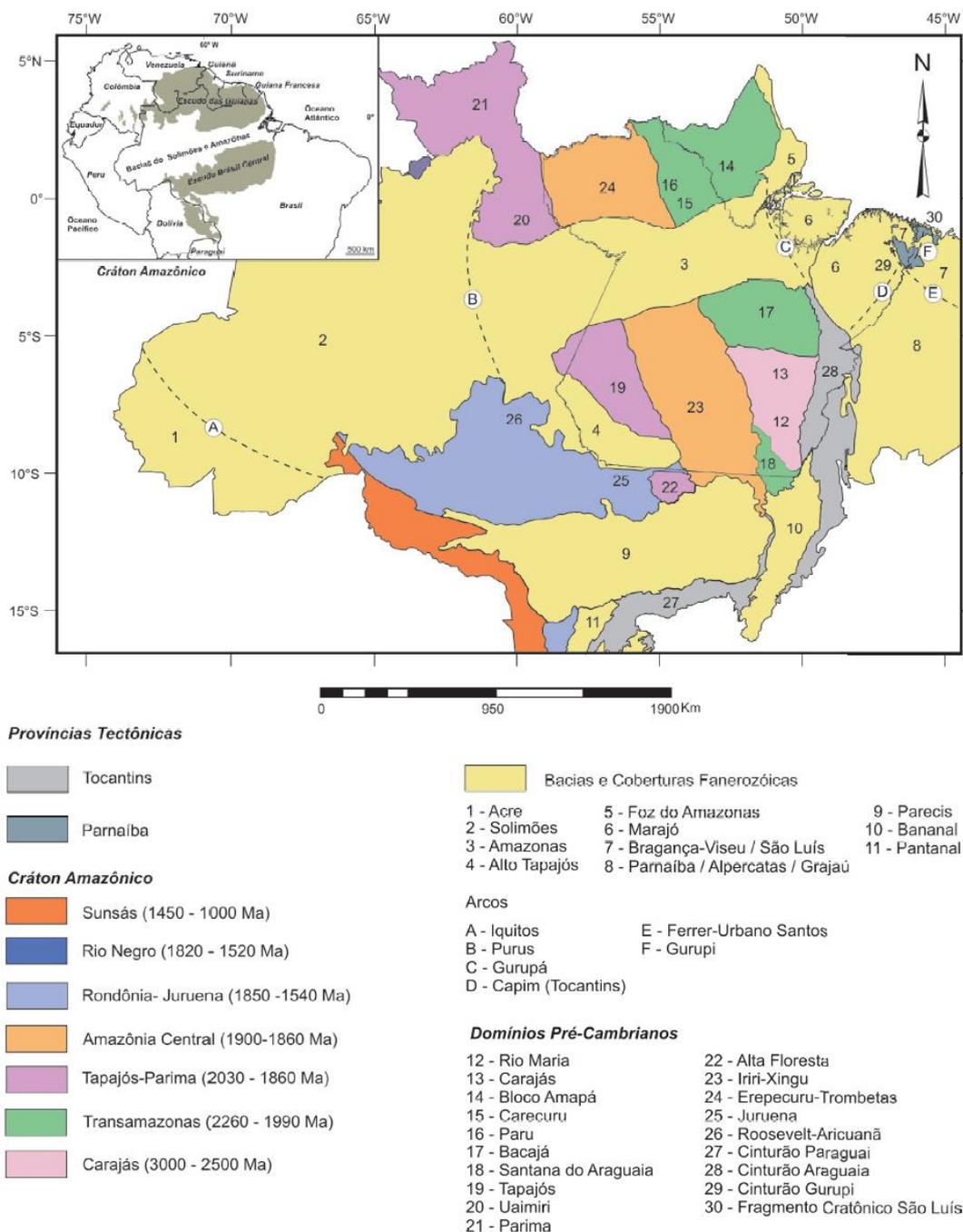


Figura 1 - Províncias tectônicas do norte do Brasil. Fonte: Vasquez e Rosa-Costa (2008).

Uma das primeiras divisões do Cráton Amazônico foi proposta por Almeida *et al.* (1977) e desde então diversas propostas de compartimentação foram feitas e modificadas (CORDANI *et al.*, 1979; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI, 1996;

TASSINARI e MACAMBIRA, 1999; SANTOS *et al.*, 2000; TASSINARI e MACAMBIRA, 2004). Todas aplicam direta ou indiretamente o conceito de província geocronológica, no qual os limites se baseiam na idade das rochas do embasamento, nos *trends* estruturais e nas evidências geofísicas.

Atualmente duas propostas são aceitas e discutidas (Figura 2): Santos *et al.* (2000) e Tassinari e Macambira (2004), sendo esta última uma evolução da proposta feita por Cordani *et al.* (1979), que foi modificada por Teixeira *et al.* (1989) e posteriormente por Tassinari (1996) e Tassinari e Macambira (1999, 2004). A principal diferença entre ambas está no volume de dados geocronológicos e nos métodos de datação aplicados, que resultaram em diferentes limites das províncias dentro do cráton.

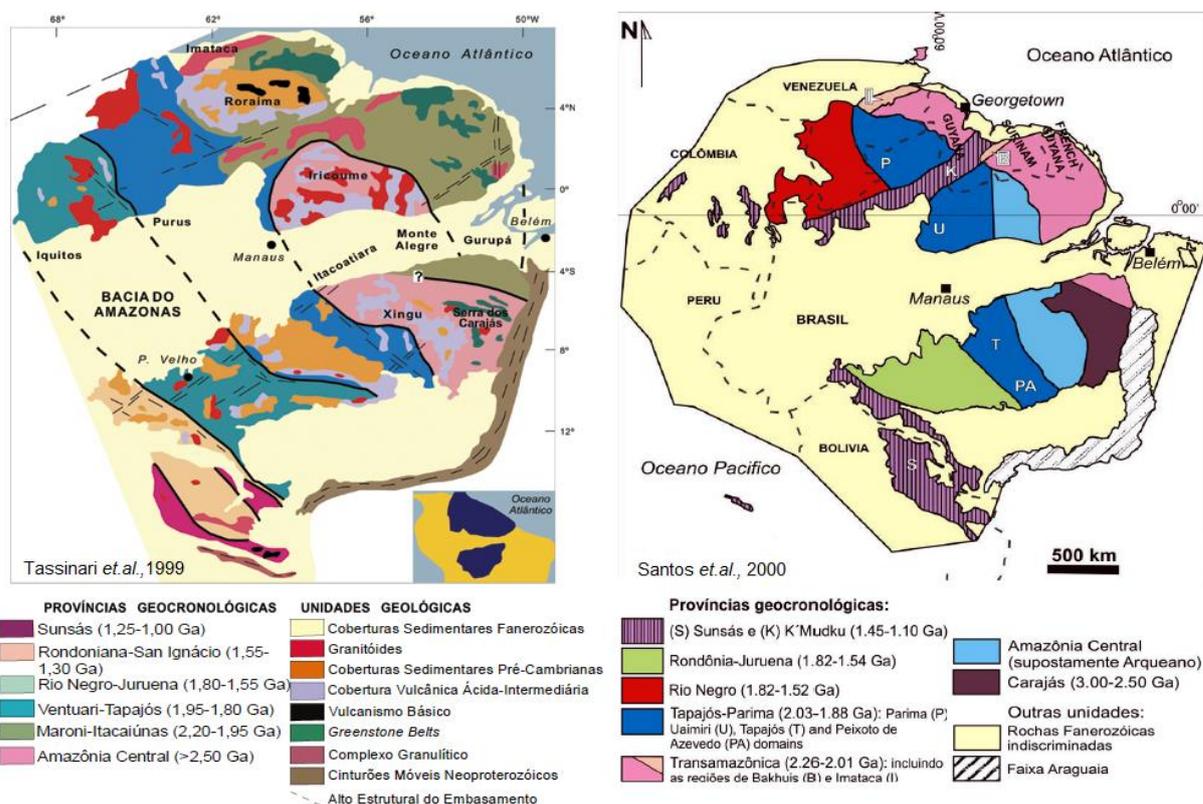


Figura 2 - Propostas de subdivisão geotectônica do Cráton Amazônico, segundo Tassinari *et al.* (1999), à esquerda e segundo Santos *et al.* (2000) à direita. Fonte: Reis, 2006

Santos *et al.* (2004) argumentam que parte dos dados obtidos por Tassinari (1996) e Tassinari e Macambira (1999), sobretudo a partir de datações Rb-Sr, são imprecisos, tendo em vista que a composição isotópica Rb-Sr, em rocha total, é

afetada pela perda parcial de ^{87}Sr radiogênico, o que resulta na subestimação das idades. Santos *et al.* (2004) usando métodos mais confiáveis, como Pb-Pb e U-Pb (convencional e SHRIMP) observam que as idades resultantes das datações eram entre 50 e 350 Ma mais antigas do que as obtidas por Rb-Sr e, com base nesta constatação questionam os limites das províncias daqueles autores e a inclusão de alguns terrenos nas mesmas.

Tendo em vista o fato de a proposta de Santos *et al.* (2000, 2004) estar embasada em um maior volume de dados geocronológicos e que estes apresentam maior robustez que os da proposta de Tassinari e Macambira (1999, 2004), nesta dissertação será adotado o modelo de Províncias Geocronológicas de Santos *et al.* (2000).

3.1.1.1 Província Tapajós-Parima

A porção cratônica, na qual está inserido o objeto deste estudo, localiza-se na região central do Cráton Amazônico (Figura 3) e tem como limites geotectônicos as Províncias Amazônia Central (E), Rondônia-Juruena (SW) e Rio Negro (NW). Inicialmente individualizada por Tassinari (1996), foi denominada de Província Ventuari-Tapajós. Na ocasião o autor separou este domínio da Província Maroni-Itacaiúnas, devido ao fato de apresentar rochas com idades algo mais jovens e litologicamente distintas: com os granitoides cálcioalcalinos contrastando com os granulitos e rochas metavulcanossedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas.

Na concepção de Santos *et al.* (2000) a Província Tapajós-Parima exclui o domínio Ventuari, localizado a norte, por conter rochas mais jovens e distintas do ponto de vista da geologia e do estilo da mineralização aurífera. Este mesmo autor propôs a subdivisão em quatro domínios: Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto Azevedo (Figura 3), sendo que com exceção do domínio Uaimiri, os outros três constituem províncias auríferas homônimas.

Após a compilação de dados de diversos autores e a obtenção de novos dados geocronológicos, Santos *et al.* (2004) interpretam e ordenam os eventos

magmáticos ocorridos durante a evolução do Orógeno Tapajós-Parima (2.05 - 1.88 Ga) composto predominantemente por arcos magmáticos.

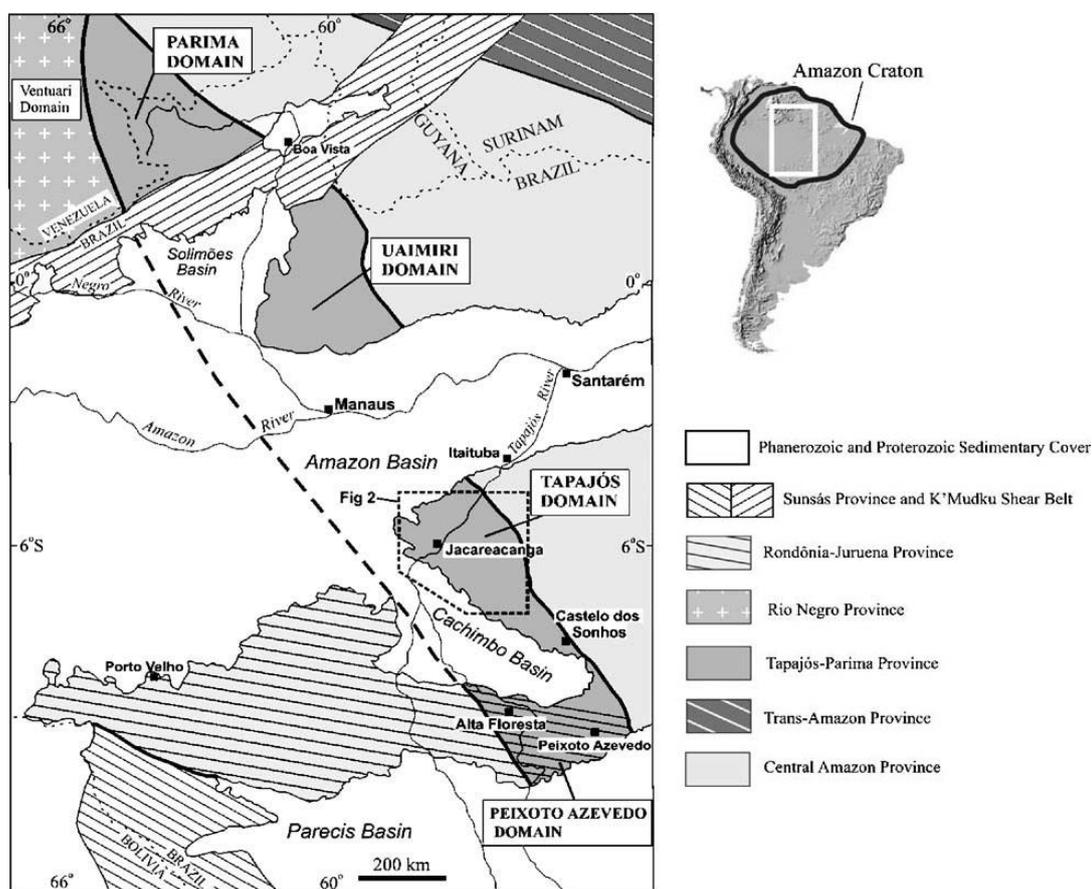


Figura 3 - Limites geotectônicos e subdivisões da Província Tapajós-Parima. Fonte: Santos et al. (2004)

No Complexo Cuiú-Cuiú são encontradas as rochas mais primitivas do orógeno Tapajós-Parima, com associação de tonalitos e basaltos, dobrados e metamorfizados, caracterizando um ambiente de arco de ilha. Somente neste complexo foram encontradas associações típicas deste ambiente geotectônico (SANTOS *et al.*, 2004).

As suítes intrusivas cálcioalcalinas Creporizão e Parauari são interpretadas como produto de ambiente colisional com gênese associada à diminuição progressiva da contribuição de crosta oceânica, maior na suíte Creporizão e praticamente ausente na suíte Parauari (SANTOS *et al.*, 2004).

Segundo Santos *et al.* (2000), durante a evolução do orógeno Tapajós-Parima, teriam sido gerados quatro arcos magmáticos distintos e relacionados a

processos de subducção: Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari I e Parauari II. Todos os quatro apresentam granitos tipo I, relacionados à crosta juvenil.

Este orógeno não registra evidências de uma colisão do tipo continente - continente dada à ausência de granitos tipo S, rochas deformadas, granulitos e gnaisses. As rochas mais evoluídas e diferenciadas estão na suíte Maloquinha, classificada como um magmatismo intraplaca pós-orogênico a anorogênico e de composição alcalina.

3.1.2 Província Mineral do Tapajós

A Província Mineral do Tapajós, localizada no Estado do Pará e em parte do Estado do Amazonas, possui mais de 80.000 km² e é limitada a leste e a oeste pelos rios Iriri e Abacaxis, respectivamente, ao norte pela borda da Bacia do Amazonas e ao sul pela Serra do Cachimbo (COUTINHO, 2008a). Apesar da sua extensão, a variedade de bens minerais restringe-se ao ouro e, em muito menor proporção, estanho e volfrâmio. A produção de ouro sempre foi expressiva, e rendeu à PMT o título de maior produtora deste bem entre as décadas de 70 e 90.

3.1.2.1 Unidades litoestratigráficas

A PMT está inserida na Província Tapajós-Parima, dividida por Santos *et al.* (2004) em quatro domínios distintos, conforme já mencionado e ilustrado (Figura 3). Tendo em vista o fato de o domínio Tapajós ser o mais conhecido dentre os quatro e por conter a área de estudo (Figura 4), as suas unidades litoestratigráficas serão descritas brevemente.

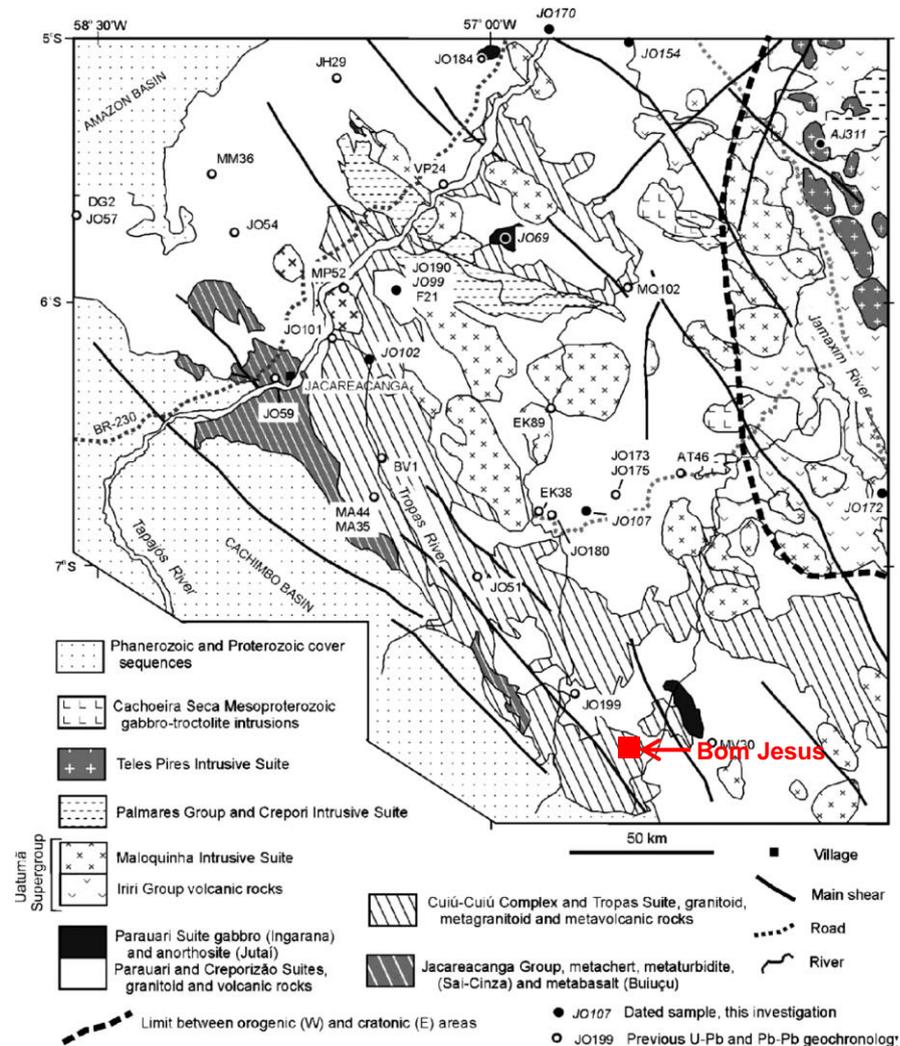


Figura 4 - Mapa geológico do domínio Tapajós, com indicação da área de estudo em vermelho. Fonte: modificado de Santos *et al.* (2004).

Grupo Jacareacanga

Sequência metavulcanossedimentar composta por xistos, quartzitos, cherts, com turbiditos e raros basaltos oceânicos subordinados. As rochas estão fortemente dobradas com *trend* N-NW e metamorfozadas nas fácies xisto verde a anfibolito superior. São as rochas mais antigas expostas no Cinturão Tapajós, com idades de 2098 Ma, 2106 Ma e 2125 Ma, obtidas em zircão e atribuídas a magmatismo de estágio precoce de rifte (SANTOS *et al.*, 2000, 2004).

Complexo Cuiú-Cuiú

Este complexo é considerado como a primeira suíte granítica do Domínio Tapajós. São tonalitos a granodioritos cálcioalcalinos, contendo enclaves máficos e veios trondhjemíticos, com inúmeras áreas mineralizadas em ouro (SANTOS *et al.*, 2000). Os batólitos são bandados e alongados paralelamente à foliação do Grupo Jacareacanga. O Complexo Cuiú-Cuiú tem contatos por cavalgamentos oblíquos com as rochas do Grupo Jacareacanga, e seus litotipos são intrudidos pelas suítes graníticas Parauari, Maloquinha e granitoide pós-Maloquinha.

A área do Bom Jesus está inserida no Complexo Cuiú-Cuiú, segundo o mapa geológico do Domínio Tapajós (Figura 4) apresentado por Santos *et al.* (2004).

Suíte Intrusiva Creporizão

São sieno a monzogranitos com granodioritos, tonalitos subordinados e raros quartzo monzodioritos, que foram individualizados do Complexo Cuiú-Cuiú nas adjacências da vila do Creporizão, pela equipe regional do Projeto Província Mineral do Tapajós (PROMIN – TAPAJÓS). Para Ricci *et al.* (1999) apesar desses granitoides mostrarem feições protomiloníticas e grau metamórfico semelhante ao dos gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú, a predominância de feições tipicamente ígneas nesses batólitos permitiu a sua individualização. Para os granitoides da Folha Rio Novo foram obtidas idades Pb-Pb em zircão, entre 1.997 ± 3 Ma e 1984 ± 1 Ma (VASQUEZ⁵ *et al.*, 1999 citado por COUTINHO, 2008c). Santos *et al.* (2004) definem esta suíte como um arco magmático entre o arco de ilha Cuiú-Cuiú, mais antigo e primitivo, e o arco magmático Parauari, mais jovem e continental. O depósito Bom

⁵VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A.; RICCI, P.S.F.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G. e MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Manaus, Boletim de Resumos, Manaus: SBG/Núcleo Norte, 471-474.

Jesus está posicionado na Folha Rio Novo (KLEIN *et al.*, 2000) na área de abrangência desta Suíte.

Suíte Intrusiva Parauari

Os granitos da Suíte Parauari são intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e nas da Suíte Intrusiva Creporizão. Seus granitoides têm amplo espectro composicional, desde dioritos até álcali-feldspato granitos. Os granitoides desta Suíte formam batólitos ou *stocks* elípticos, alongados segundo *trend* NW-SE formando segmentos irregulares e retangulares resultantes da intersecção de lineamentos NW-SE com N-S e NE-SW (COUTINHO, 2008c). Datações feitas por diversos autores fornecem idades próximas a 1.88 Ga.

A esta suíte possivelmente se associam as vulcânicas intermediárias da Formação Bom Jardim (~1.88 Ga), as rochas básicas cálcioalcalinas da Suíte Ingarana (~1.89 Ga) e uma série de intrusivas e efusivas básicas e intermediárias como o olivina-gabro Rio Novo, o gabro Serra Comprida, o quartzo-monzogabro Jenipapo e os andesitos Joel-Mamoal. Para Coutinho (2008a) a área do depósito Bom Jesus está inserida nesta Suíte intrusiva.

Supergrupo Uatumã

A denominação deste supergrupo já foi revisada por diversos autores e de modo resumido pode-se dizer que engloba um magmatismo vulcano-plutônico abundante na porção leste, no limite com a província Amazônia Central. Os termos plutônicos são ortoclásio granitos, pertita granitos e granófiros, pertencentes à Suíte Intrusiva Maloquinha. Os termos vulcânicos incluem as rochas piroclásticas félsicas a intermediárias do Grupo Iriri. As rochas da Suíte Maloquinha são intrusivas na Suíte Parauari, portanto mais jovens que 1,88 Ga.

Grupo Palmares

Esse Grupo é constituído por rochas sedimentares flúvio-continentais depositadas em grábens, e incluem arenitos, conglomerados, subarcósios, folhelhos vermelhos e raras camadas de rochas piroclásticas. As relações de campo sugerem que a sedimentação ocorreu após a intrusão da suíte Maloquinha e antes do magmatismo toleítico Crepori, datado em 1789 Ma (SANTOS *et al.*, 2002).

3.1.2.2 Geologia estrutural

A análise estrutural efetuada por Santos e Coutinho (2008) em diferentes escalas de observação, combinada com informações aerogeofísicas e petrogenéticas, sugere que a história evolutiva da PMT foi submetida a vários regimes deformacionais por cisalhamento (dúctil, dúctil-rúptil e rúptil), acompanhados por intensa mobilização e acreção de arcos magmáticos em escala regional.

Neste contexto, foram individualizados dois eventos principais de deformação compressiva, ambos desenvolvidos durante o Paleoproterozoico:

- Evento Compressivo I, com pico de deformação em torno de 1960 Ma, desenvolvido em regime dúctil a dúctil-rúptil;
- Evento Compressivo II, com idade de 1880 Ma, que ocorreu sob condições rúpteis.

Santos e Coutinho (2008) consideram o evento Compressivo I como a deformação mais antiga registrada no Grupo Jacareacanga e Complexo Cuiú-Cuiú e na Suíte Intrusiva Creporizão, com idades U-Pb em zircão entre 2100 – 1957 Ma. A foliação de direção NNE-SSW que caracteriza a deformação favoreceu uma movimentação compressiva aproveitando-se de estruturas pré-existentes NW-SE (dextrais) e N-S, NE-SW (sinistrais). O melhor registro dessa deformação está nas proximidades da Vila Creporizão.

O evento compressivo II mostra os registros estruturais mais expressivos da área da PMT, reconhecidos facilmente em imagens de sensores remotos e nos mapas aerogeofísicos. São megalineamentos com orientação dominante NW-SE, concentrados na região central da província, onde predominam os granitoides das suítes Creporizão e Parauari e onde foram cadastradas as maiores concentrações de veios de quartzo auríferos (SANTOS e COUTINHO, 2008).

Segundo Santos⁶ (1999 citado por SANTOS E COUTINHO, 2008) os megalineamentos estruturais correspondem quase sempre a falhas transcorrentes, de traçado sinuoso, sigmoidais e entrecortadas, com cinemática geralmente sinistral, e constituem o *Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós*.

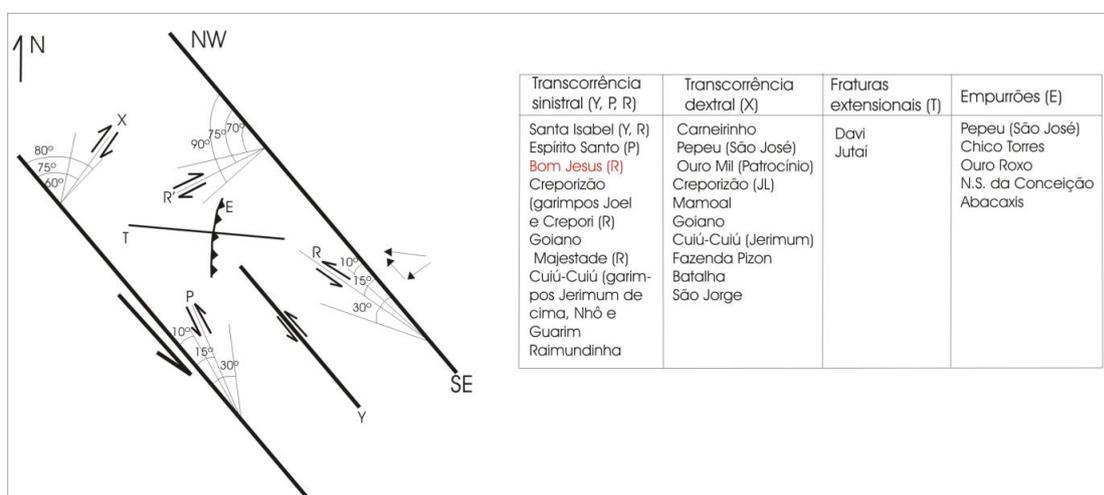


Figura 5 - Representação esquemática do Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós (strike slip fault system) segundo o modelo de zona de cisalhamento e fraturas extensionais de Riedel. Ao lado a classificação dos garimpos estudados no PROMIN-TAPAJÓS. Fonte: modificado de Santos e Coutinho, (2008).

3.1.2.3 Estilos de mineralização aurífera

Associados às unidades paleoproterozoicas da PMT ocorrem diferentes tipos de jazimentos primários de ouro, em uma variedade de rochas encaixantes, tais como gnaisses, granitos, metassedimentos, rochas vulcânicas félsicas e rochas

⁶ Santos, R.A. **Controle estrutural das mineralizações de ouro na Província Mineral do Tapajós**. Salvador: CPRM, 29 p. (relatório interno). 1998.

básicas, nos quais os granitoides de diferentes idades e padrões de deformação representam as encaixantes mais comuns das mineralizações.

Para Santos *et. al.* (2001), as mineralizações de ouro do Tapajós podem ser agrupadas em depósitos orogênicos e depósitos relacionados a intrusões. Estes autores subdividem os depósitos orogênicos em: (i) Depósitos orogênicos hospedados em turbiditos, com ouro disseminado e em filonetes de quartzo e pirita, em metaturbiditos e metabasaltos do Grupo Jacareacanga. São exemplos os depósitos de Buiucu, Tapajós, Teodorico e Domingos. (ii) Depósitos orogênicos hospedados em rochas magmáticas: o ouro está em veios de quartzo e pirita formados em regime de deformação dúctil-rúptil, no cinturão orogênico. As encaixantes são granitoides foliados ou bandados (Complexo Cuiú-Cuiú). Pertencem a esse modelo os depósitos Ouro Roxo, Cantagalo, Goiano, Conceição, entre outros. Da mesma forma, os depósitos relacionados a intrusões também foram subdivididos em (i) Depósitos filonianos epizonais relacionados a intrusões: o minério está em veios de quartzo ricos em pirita encaixados em rochas félsicas das Suítes Intrusivas Creporizão, Parauari e Maloquinha e em diques máficos alterados (depósitos Limão, Joel, Mamoal, Batalha, entre outros). Alguns depósitos apresentam a mineralização em *stockwork* (Pison, Carneirinho, Independência, São Domingos e Batalha) e em brechas (Carneirinho e Bom Jesus). (ii) Depósitos plutogênicos apicais disseminados: a mineralização está associada a sistemas de fraturamento hidráulicos ou *stockwork* e disseminada em zonas de alteração hidrotermal. Esses depósitos apresentam similaridades com o modelo de ouro porfirítico.

Os depósitos filonianos plutogênicos representam 85% das mineralizações primárias exploradas na região, dada à facilidade de encontrar e extrair o minério destes depósitos (SANTOS *et al.*, 2001).

Para Coutinho (2008d), de acordo com a evolução tectono-geológica da Província Mineral do Tapajós, com o suporte dos dados estruturais e petroquímicos e o entendimento do sistema hidrotermal, nas 20 áreas estudadas em detalhe no PROMIN-TAPAJÓS, os depósitos são classificados como depósitos orogênicos.

Alguns dos depósitos da PMT foram objetos de pesquisas detalhadas, dentre os quais se podem citar o granito Batalha (SILVA *et al.*, 2000; JULIANI *et al.*, 2002), o granito São Jorge (BORGES *et al.*, 2009), o granito Palito (ECHEVERRI-MISAS, 2010; USERO *et al.*, 2011) e o depósito Guarim (KLEIN *et al.*, 2001).

O sistema Batalha por suas características se assemelha tanto aos depósitos filonianos relacionados a intrusões, quanto aos sistemas porfíricos ricos em ouro e pobre em cobre. Entretanto Juliani e colaboradores (2002) não descartam uma possível relação entre o sistema Batalha e sistemas epitermais de alta sulfetação, tendo em vista a semelhança na evolução hidrotermal com sistemas epitermais de alta sulfetação, identificados em rochas vulcânicas do Grupo Iriri. O granito São Jorge também não tem um modelo genético definido e compartilha características tanto dos depósitos filonianos relacionados a intrusões, quanto dos sistemas porfíricos, com uma maior tendência entre os autores de aceitar o modelo porfírico (BORGES *et al.*, 2009). Já para o granito Palito o modelo proposto para o depósito é de cobre pórfiro, mas não o modelo clássico e sim um modelo com telescopagem das zonas de alteração (USERO *et al.*, 2011). O depósito Guarim é o único ao qual se atribui um modelo orogênico, com profundidade não definida, interpretado como epi a mesozonal. Contudo, a encaixante deste depósito são rochas graníticas deformadas e metamorizadas do Complexo Cuiú-Cuiú, diferindo do caso dos outros três depósitos mencionados acima (KLEIN *et al.*, 2001).

3.2 MODELOS DE DEPÓSITOS

3.2.1 Depósitos filonianos relacionados a intrusões

São veios que possuem uma relação espacial com a intrusão e em alguns casos uma relação temporal, porém a relação genética nem sempre é clara. (PIRAJNO, 2009). Para Sillitoe e Thompson (1998) a mineralização pode apresentar estilos distintos, podendo ser disseminada, brechoide, escarnítica, de substituição e em veios. Afirmam também que os veios auríferos são os mais controversos, em termos genéticos, devido às semelhanças com características observadas nos

depósitos de ouro orogênicos. Uma grande variedade desses sistemas de veios foi considerada por Groves *et al.* (1998) como pertencentes aos sistema orogênico.

Lang e Baker (2001), após a compilação de diversos trabalhos sobre este sistema, listam as feições mais comuns a estes depósitos e províncias relacionadas: (1) as intrusões são metaluminosas, subalcalinas, de composição félsica a intermediária e no limite entre os granitos a ilmenita e a magnetita; (2) os fluidos hidrotermais são carbônicos; (3) assembleia metálica apresenta o ouro juntamente com Bi, W, As, Mo, Te e/ou Sb e baixa concentração de metais base; (4) há baixo conteúdo de sulfetos (<5 vol. %), com minerais gerados em condições redutoras, tais como: arsenopirita, pirrotita e pirita, com ausência de magnetita ou hematita; (5) as alterações hidrotermais são restritas, exceto em sistemas de pouca profundidade; (6) são frequentes nos limites convergentes de placas tectônicas, com magmatismo continental contemporâneo de composição alcalinas e cálcioalcalinas tanto metaluminosas, quanto peralcalina.

Tendo em vista a possibilidade destes depósitos se localizarem dentro das intrusões ou nas suas encaixantes, os mesmos foram divididos por Hart⁷ *et al.*, citados por Lang e Baker (2001), em três categorias: depósitos encaixados nas intrusões, depósitos proximais e depósitos distais. Os dois primeiros, mais característicos, são controlados por fraturas e raramente apresentam alterações hidrotermais pervasivas. As alterações podem ser feldspática, sericítica, silicosa, tipo greisen, cálciosilicática ou argílica avançada, sendo que o ouro e os metais com os quais este se relaciona estão mais frequentemente associados ao estágio tardio de sericitização (LANG e BAKER, 2001; PIRAJNO, 2009).

Os depósitos encaixados na intrusão compreendem veios auríferos e com menor frequência *stockworks*. São caracterizados pela assembleia metálica Au-Bi±Te±As±Mo±W e, o ouro pode ser encontrado preenchendo cavidades miarolíticas dentro dos plútons e em aplitos e pegmatitos que cortam a intrusão. Os depósitos proximais se localizam nas encaixantes da intrusão e são mais comuns os

⁷ HART, C.J.R., BAKER, T., BURKE, S. Copper Mountain: a North American Fe-oxide associated Cu-Au deposit? In: HOLBEK, P., BUTTERWORTH, B. (editors). **Iron oxide copper-gold deposits: separating fact from fantasy**. Vancouver Mining Exploration Group Short Course Notes, p. F49-F61, 2000.

escarnitos com $W\pm Cu\pm Au$ e $Cu-Bi-Au\pm W$, a substituição por sulfetos em rochas calcárias, as brechas e diatremas ricas em cobre e estanho, e veios e disseminações em rochas sedimentares. Já os depósitos distais, localizados fora dos limites dos *hornfels*, incluem veios auríferos quartzo-sulfetados meso a epitermais encaixados ao longo de planos de falhas. A assinatura típica dos veios distais é $Au-As-Sb\pm Hg$.

Outra divisão foi apresentada por Sillitoe e Thompson (1998), com base na mineralogia dos veios e na associação metálica, tendo sido consideradas cinco associações: Au-Fe oxidado-Cu, Au-Cu-Mo-Zn, Au-As-Mo-Zn, Au-As-Pb-Zn-Cu, Au-Te-Pb-Zn-Cu e Au-As-Bi-Sb, todas relacionadas a intrusões tipo I. Apenas a associação Au-Te-Pb-Zn-Cu ocorre em intrusões alcalinas e as demais ocorrem nas rochas cálcioalcalinas de composição predominantemente monzogranítica a granodiorítica, exceto a associação Au-As-Bi-Sb que ocorre em composições variando entre granodioritos e granitos.

3.2.2 Sistemas epitermais

São depósitos formados em temperaturas entre 150-300°C e a profundidades entre 1-2 km, a partir da superfície (WHITE E HENDEQUIST, 1990). Estes possuem dois estilos de mineralização distintos, um com alta sulfetação, também denominado polo ácido-sulfatado e com baixa sulfetação, denominado polo sericita-adulária, ambos tendo o ouro como metal dominante. O que controla as diferenças entre os dois são as diferentes características químicas do fluido hidrotermal, que implicam em paragêneses de alteração e de minério diferenciadas. White e Hendequist (1990; 1995) definem para os depósitos de baixa sulfetação um pH próximo da neutralidade e um caráter redutor, enquanto nos de alta sulfetação predominam fluidos ácidos e oxidantes formados em ambiente hidrotermal-magmático, nas adjacências de vulcões jovens.

A mineralização epitermal possui características comuns e distintivas, como a presença de calcedônia de granulação fina, calcita, pseudomorfos de quartzo substituindo calcita (indicando ebulição de fluidos) e brechas hidrotermais. A

associação primária de Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Te, Pb, Zn e Cu também é característica. As texturas de minério incluem feições de preenchimento de espaços abertos (característicos de ambientes de baixa pressão), bandamento crustiforme e coliforme, e estruturas em pente (PIRAJNO, 2009). As principais características dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação encontram-se no Quadro 1.

3.2.3 Sistemas orogênicos

Os depósitos de ouro orogênicos formam uma classe que inclui diversos depósitos (filonianos, mesotermiais, encaixados em turbiditos, encaixados em cinturões de rochas verdes, etc...). A denominação sugerida por Groves *et al.* (1998) homogeneizou a grande quantidade de termos usados para designar esta classe de depósitos formados exclusivamente em terrenos metamórficos e gerados pela circulação de fluidos crustais profundos, nos quais o ouro é o principal bem mineral encontrado. Muitos desses depósitos podem se relacionar espacialmente com rochas ígneas, sobretudo, os de idade arqueana, mas esta condição não é obrigatória. (GROVES *et al.*, 1998; EILU *et al.*, 1999; PIRAJNO, 2009)

Os ambientes mais propícios à formação desta classe de depósitos são as margens convergentes, em orógenos acrescionários ou colisionais onde predomina deformação compressiva a transtensiva (EILU *et al.*, 1999), ou seja, regiões onde há concentração de energia térmica e dinâmica, que geram modificações estruturais e químicas nas rochas. Nessas condições Pirajno (2009) considera que a desidratação mineral resultante do reequilíbrio paragenético, causado pelo metamorfismo regional na fácies anfíbolito, libera fluidos contidos em minerais hidratados que migram em direção à superfície e são capazes de transportar o ouro complexado. A desestabilização desses complexos gera depósitos em veios de quartzo, em diferentes profundidades crustais, desde 20 km até próximo da superfície.

Quadro 1 - Principais características dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação. Fonte: White e Hendequist, 1990.

	Baixa sulfetação	Alta sulfetação
Rocha encaixante	Vulcanismo subaéreo ácido a intermediário sobre rochas de qualquer tipo	Vulcanismo subaéreo ácido a intermediário sobre rochas de qualquer tipo
Controle local	Zonas de falha ou fratura muito próximas e relacionadas a centros vulcânicos	Grandes falhas regionais ou intrusões subvulcânicas
Profundidade de	Geralmente entre 0 e 1000 metros	Geralmente entre 500 e 2000 metros
Temperatura de	100 a 320°C (em geral entre 150 e 250°C)	100 a 320°C
Características do fluido mineralizador	Baixa salinidade; água meteórica com possível interação com fluidos magmáticos; pH próximo à neutralidade, podendo se tornar alcalinos com a ebulição e a fase gasosa pode ser oxidante e produzir fluidos ácidos; caráter redutor; conteúdo total de enxofre tipicamente baixo; conteúdo em metais base baixo.	Em geral baixa e, menos comum, alta salinidade; mistura de fluidos magmáticos com água meteórica; pH ácido pela presença de HCl magmático e dsmutação de SO ₂ , tornando-o neutro pelas reações com a rocha e pela diluição; caráter oxidante; conteúdo total de enxofre alto; conteúdo em metais base pode ser elevado.
Alterações associadas	Alteração propilítica extensa no entorno de rochas com baixa relação fluido/rocha; ampla cristalização de mica branca em regiões com elevada relação fluido/rocha; alteração argílica se torna dominante com a diminuição de temperatura; os gases da ebulição do fluido podem produzir alteração argílica ou argílica intermediária periférica ou sobreposição com a alteração gerada por fluidos profundos.	Alteração propilítica extensa no entorno de rochas com baixa relação fluido/rocha; depósitos profundos possuem intensa alteração com pirofilita-mica branca; depósitos rasos possuem núcleo com sílica maciça (gerada pela lixiviação ácida e mobilização de sílica), com uma margem estreita de alunita e caulinita com mica branca intercalada com argilominerais; depósitos próximos à superfície podem ter alteração pervasiva com argilominerais.
Características da mineralização	Mineralização preenchendo cavidades e espaços abertos, geralmente com veios associados; veios acamadados preenchendo brechas; Próximo à superfície podem ser tipo disseminada ou <i>stockwork</i> , a depender da natureza da permeabilidade primária e secundária.	Mineralização disseminada e também na mica branca-pirofilita ou na sílica maciça; preenchimento de cavidades e espaços abertos não são comuns; Mineralização geralmente associada à alteração argílica avançada e a piritita é abundante.
Caraterísticas texturais	Bandas crustiformes e coloformes, textura em pente, quartzo e calcedônia bandados, drusas, cavidades, brechas, pseudomorfos de sílica substituindo carbonato lamelar.	Cavidades preenchidas por sílica (quartzo muito fino), sílica maciça.
Características mineralógicas	Veios de calcedônia comuns; adularia em veios e disseminada; pouca alunita e pirofilita e enargita-luzonita ausente. A ilita, a calcita e a barita são comuns com abundâncias distintas.	Calcedônia e ilita praticamente ausentes; adularia e calcita ausente; alunita e pirofilita podem ser abundantes e enargita-luzonita geralmente presentes.

As principais características observadas são o forte controle estrutural, com a mineralização, em geral, associada às estruturas de 2ª e 3ª ordens. A mineralização tem enriquecimento variado em As, B, Bi, Hg, Sb, Fe, Se e W, e as concentrações de Cu, Pb e Zn são semelhantes ou levemente maiores que o padrão regional. A alteração da rocha mostra intensa variação lateral no entorno das zonas mineralizadas, a alcança desde poucos centímetros até 1-2 km. A rocha alterada é amplamente substituída por calcita, dolomita, ankerita, pirita, clorita, sericita e mais raramente fucsita. As modificações químicas envolvem ganhos significativos de CO₂, S, K, H₂O, SiO₂ ± Na e LILE (GROVES *et al.*, 1998; EILU *et al.*, 1999).

Uma particularidade descrita por Eilu *et al.* (1999) é que os minerais de titânio, titanomagnetita, ilmenita e titanita, são substituídos por rutilo (leucoxênio), sendo o leucoxênio típico das porções distais, para a qual a paragênese característica é calcita + clorita + quartzo + albita + rutilo.

3.3 TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O DEPÓSITO BOM JESUS

Duas são as fontes de informação disponíveis sobre o depósito Bom Jesus na literatura: (i) a publicação da CPRM - Serviço Geológico do Brasil intitulada "Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG, que data de 2008; (ii) Folha Rio Novo, escala 1:250.000 (SB-21-Z-C) e a sua respectiva nota explicativa (KLEIN *et al.*, 2000).

O Projeto Província Mineral do Tapajós (PROMIN – TAPAJÓS), implantado em 1995, representou o primeiro esforço para o entendimento da geologia na região. Foram selecionadas 20 áreas mineralizadas para estudo detalhado, dentre as quais se encontra o "garimpo Bom Jesus". O PROMIN – TAPAJÓS compreendeu etapas de campo com intuito de descrever aspectos litológicos e estruturais, as relações entre rocha encaixante, zona de alteração e a mineralização, além de amostragem sistemática. As etapas pós-campo envolveram petrografia e análises químicas, análise de inclusões fluidas em

veios de quartzo, isótopos estáveis de oxigênio e carbono em veios mineralizados, isótopos radiogênicos pelo método Pb-Pb em sulfetos e algumas datações geocronológicas de alta resolução (SHRIMP) e convencionais (U-Pb e Pb-Pb em zircão), além de dados Sm-Nd.

Para Coutinho *et al.* (2008e) e Coutinho (2008c) na área Bom Jesus há monzogranitos, granodioritos e subordinadamente monzonitos da Fácies Granodiorítica (PP3 γ p₁), da Suíte Intrusiva Parauari (PP3 γ p), a qual é a encaixante dos veios de quartzo mineralizados em ouro. Uma feição textural comum registrada na área é a presença de enclaves microgranulares máficos de composição diorítica a quartzo diorítica com dimensões de cerca de 15 cm e aglomerados máficos de até 1 cm de diâmetro.

Do ponto de vista estrutural, está inserido no domínio do magmatismo Creporizão e Parauari, conforme a divisão do arcabouço estrutural da PMT e foi deformado em um evento compressivo, estando o depósito posicionado em uma transcorrência sinistral, de direção N70-80W (tipo R de Riedel), pertencente ao *Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós* (SANTOS E COUTINHO, 2008).

A deformação observada em rochas do garimpo Bom Jesus e a mineralização associada é descrita por Santos e Coutinho (2008) em uma classe de depósitos denominada: “Mineralizações de ouro em áreas de inflexão do traçado das falhas principais (e.g. duplex transcorrente e terminações “flor positiva”). Situação em que a mineralização, desenvolvida em regime rúptil, ocorre em veios de quartzo longitudinais com espessura máxima de 1 metro. Associados a estas estruturas podem ser formados veios oblíquos extensionais ou brechas hidrotermais, ambas portadores de ouro em sulfeto.

Segundo Klein (2000), estes veios estão posicionados de forma longitudinal a uma estrutura rúptil a rúptil dúctil, em geral falhas transcorrentes, apresentando veios extensionais conjugados (Figura 6). Os veios possuem espessuras centimétricas a decimétricas e são envelopados por halos de alteração estreitos. Dentre as alterações hidrotermais predominam a sulfetação e epidotização, sendo a pirita o sulfeto mais abundante nos veios portadores de

ouro. No Bom Jesus, além da pirita foram descritas calcopirita, galena e esfalerita, associação de sulfetos pouco comum nos demais garimpos da PMT.

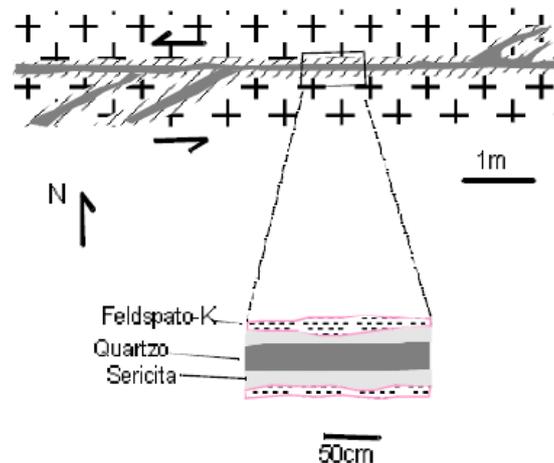


Figura 6 - Esquema, em planta, do veio mineralizado do Garimpo Bom Jesus, mostrando sistema conjugado de veios de quartzo, envolto por halo de alteração hidrotermal. No detalhe, zonalidade da alteração hidrotermal. Fonte: Klein, 2000.

Além dos sulfetos já mencionados, óxidos, sulfossais, fases minerais portadoras de telúrio e bismuto foram identificadas no Bom Jesus (COUTINHO *et al.*, 2008f).

3.4 PESQUISA MINERAL NO DEPÓSITO BOM JESUS

O depósito Bom Jesus está localizado no sudoeste do Estado do Pará, no Município de Itaituba, em uma região isolada da floresta Amazônica, a qual somente se chega por via aérea, dada a existência de uma pista de pouso na área do depósito, ou por via fluvial, através do rio Novo (Figura 7).

A pesquisa mineral no depósito Bom Jesus abrangeu aproximadamente 2 km² e se desenvolveu em várias etapas, sendo que o mapeamento geológico (Figura 8) e os levantamentos geoquímico e geofísico serviram de base para a locação de furos de sondagem.

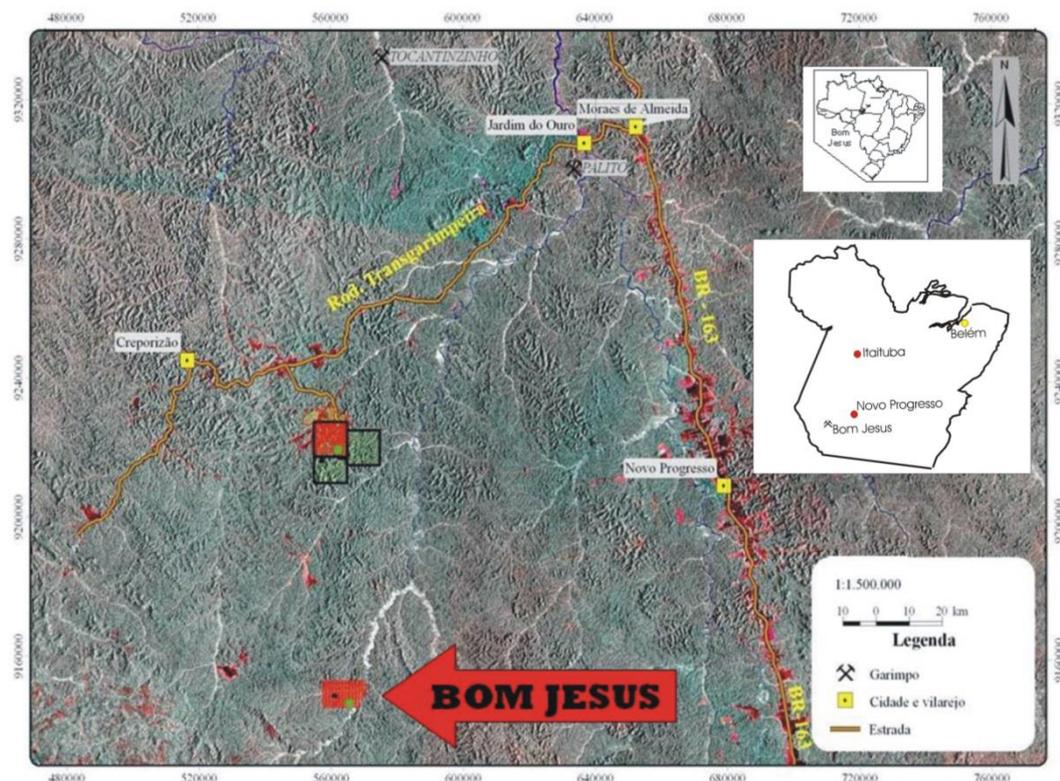


Figura 7 - Localização do Garimpo Bom Jesus. Fonte: imagem obtida do Google Earth.

Inicialmente, a presença de anomalias geoquímicas para ouro, obtidas a partir da geoquímica MMI (*Metal Mobile Ion*) em solo, propiciou a locação de três furos de sondagem. Os testemunhos destes furos apresentaram teores econômicos, entre 3 e 19 g Au/ton., motivando novas perfurações. Ao todo, 3600 metros de testemunhos de sondagem, distribuídos em 16 furos, foram recuperados, descritos e os intervalos relevantes analisados, porém os teores obtidos não foram tão interessantes quanto os dos primeiros furos, o que levou à interrupção temporária, em julho de 2010, dos investimentos em pesquisa.

A pesquisa realizada pela referida empresa permitiu concluir que:

- A mineralização se associa às zonas de alteração hidrotermal, adjacentes a veios e vênulas de quartzo;
- Zonas de alteração hidrotermal propilítica, sericítica, filica e potássica foram identificadas, além de ferruginização pervasiva que se sobrepõe às demais;
- A relação espacial/geométrica entre estas zonas hidrotermais é complexa, devido à superposição entre as mesmas.

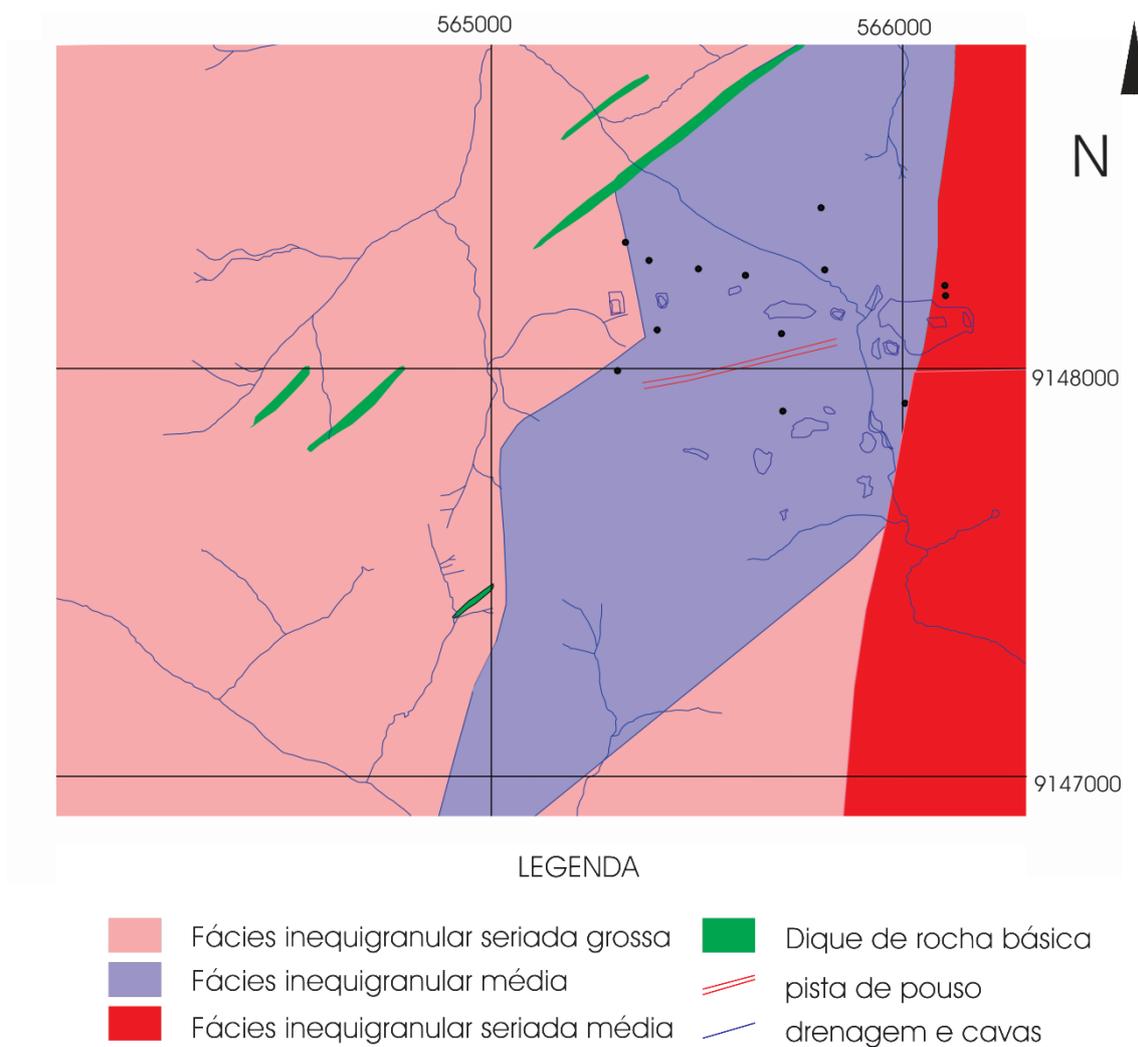


Figura 8 - Mapa geológico da área Bom Jesus. Os pontos em preto correspondem aos furos de sondagem realizados durante a pesquisa mineral. Fonte: modificado do mapa geológico gerado pela Dourave Mineração e Exploração mineral.

- A ferruginização observada nos testemunhos de sondagem pode ser facilmente confundida com zonas de alteração potássica, em função da cor avermelhada da rocha, mas a petrografia e as análises químicas confirmam tratar-se de alteração hidrotermal distinta e pouco comum.
- Mais de uma geração de pirita é observada: pirita euédrica disseminada na zona de alteração hidrotermal e agregados de sulfetos anédricos em meio aos veios e vênulas de quartzo.

Como resultado dos trabalhos de pesquisa mineral, tendo em vista as características observadas e as semelhanças com outros depósitos estudados na PMT, foi considerada a hipótese de tratar-se de um depósito apical disseminado, do tipo ouro porfírico, dado que as diferentes fases de alteração

hidrotermal são comuns a este tipo de depósito, além do fato de se observar mineralização aurífera disseminada associada a uma destas fases, mais especificamente à alteração propilítica.

Outra observação relevante diz respeito aos baixos teores de ouro analisados nos testemunhos da segunda etapa de sondagem. Como a locação dos furos foi balizada, sobretudo, pelas anomalias geoquímicas e os perfis de solo na região são muito espessos, pode ter havido deslocamento da anomalia, fazendo com que a malha de sondagem se deslocasse em relação à zona mineralizada. Isso se reflete nas informações obtidas nos testemunhos, visto que a zona de alteração hidrotermal à qual o ouro está associado não foi observada com a mesma frequência e possança que nos primeiros furos realizados.

Com relação aos teores analisados no depósito Bom Jesus, os menores e maiores teores, assim como o teor médio para cada metal, ponderados pelo tamanho das amostras, encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2 - Maior e menor teores analisados no depósito Bom Jesus e teor médio, com base em média ponderada.

	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)
Menor valor	<0,002	0,40	0,00	0,00	0,00
Maior valor	19,20	12,00	3,51	0,18	17,46
Teor médio	0,06	3,27	0,03	0,002	0,27

PETROGRAFIA

3.5 ROCHAS GRANÍTICAS

Os protólitos afetados pelas alterações hidrotermais e que hospedam a mineralização são tonalitos e granodioritos não deformados, de granulação média a grossa (Figura 9). Injeções de aplitos monzograníticos (Figura 9) e, com menor frequência, enclaves de composição diorítica são observados.

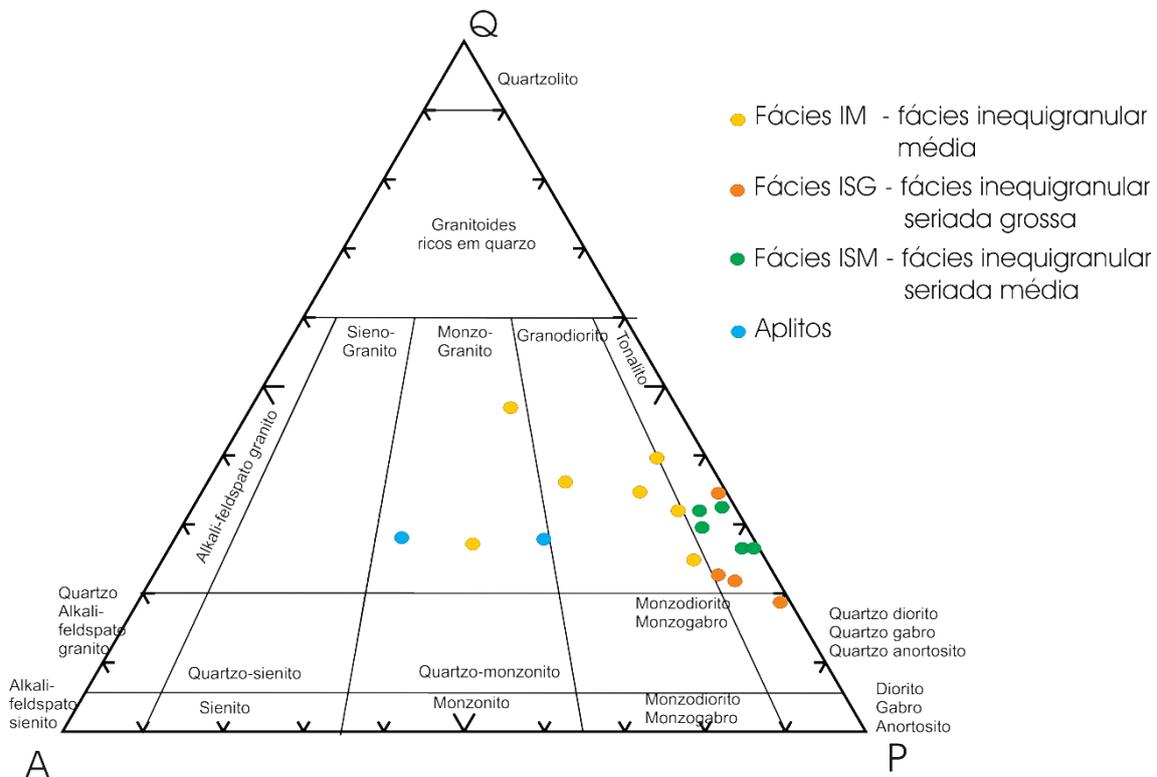


Figura 9 - Diagrama QAP (Le Maitre, 2002) com a distribuição modal das rochas graníticas da área do Bom Jesus.

Com base nas características texturais e composicionais estas rochas são divididas nas seguintes fácies:

- inequigranular seriada grossa (ISG);
- inequigranular seriada média (ISM);
- inequigranular maciça média (IM);

Tendo em vista o fato de todas essas rochas apresentarem indícios de hidrotermalismo, tais como sericitização, cloritização, vênulas de carbonato e porções com paragênese hidrotermais localizadas, estas serão denominadas “rochas menos alteradas (RMA)”.

3.5.1 Fácies inequigranular seriada grossa (ISG)

Esta fácies foi observada a oeste da área de estudo e engloba rochas leucocráticas a hololeucocráticas, de cor cinza clara, cuja estrutura é levemente orientada e definida pelo fluxo magmático, marcada pela orientação de plagioclásio e biotita. A textura é inequigranular seriada, com variação granulométrica do feldspato (0,2 a 3,0 cm) e, localmente se observa textura cumulática (Figura 10). A composição das rochas varia entre quartzo diorito e tonalito (Figura 9) e os minerais principais (Tabela 3) são: plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita e anfibólio. Os acessórios comuns são: zircão, titanita, apatita e magnetita e, entre os minerais hidrotermais cabe destacar: sericita, clorita, epidoto, albita, microclínio, titanita, apatita, titanomagnetita (MEV-EDS) e prehnita.



Figura 10 - Aspecto geral da fácies ISG. Notar a variação na granulometria do plagioclásio e textura cumulática (FBJ12_06).

Tabela 3 - Porcentagens modais obtidas a partir de amostras da fácies ISG, com a classificação da rocha segundo Le Maitre (2002).

MINERAIS	Biotita quartzo diorito a hornblenda FBJ12_01 (%)	Biotita Tonalito FBJ12_04 (%)	Biotita granodiorito FBJ12_06	Biotita tonalito* FBJ13_01 (%)
Microclínio	-	-	14,7	10,4
Plagioclásio	49,0	38,4	25,4	37,6
Sericita (alteração do plagioclásio)	5,6	17,8	6,0	3,1
Quartzo	13,5	29,8	40,9	38,0
Hornblenda	3,3	-	1,1	0,1
Biotita	15,6	4,4	4,5	2,5
Clorita (alteração da biotita)	3,7	4,8	1,3	3,8
Prehnita	0,7	0,9	0,3	0,1
Epidoto	2,0	0,7	0,3	0,1
Apatita	1,1	0,5	0,6	0,4
Opaco	2,6	1,7	2,7	1,9
Titanita	2,9	1,2	2,3	1,7
Alanita	0,2	0,1	0,1	0,1
Zircão	-	-	0,2	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,0

*amostra recalculada considerando os cristais de granulação grossa e a textura glomeroporfirítica – 55% de matriz e 45% de cristais grossos.

3.5.2 Fácies inequigranular seriada média (ISM)

Esta fácies é semelhante à fácies ISG do ponto de vista composicional, mas difere pela menor granulação dos minerais, pela localização geográfica (porção leste da área) e pela maior quantidade de minerais máficos. As rochas são leucocráticas e de cor cinza médio (

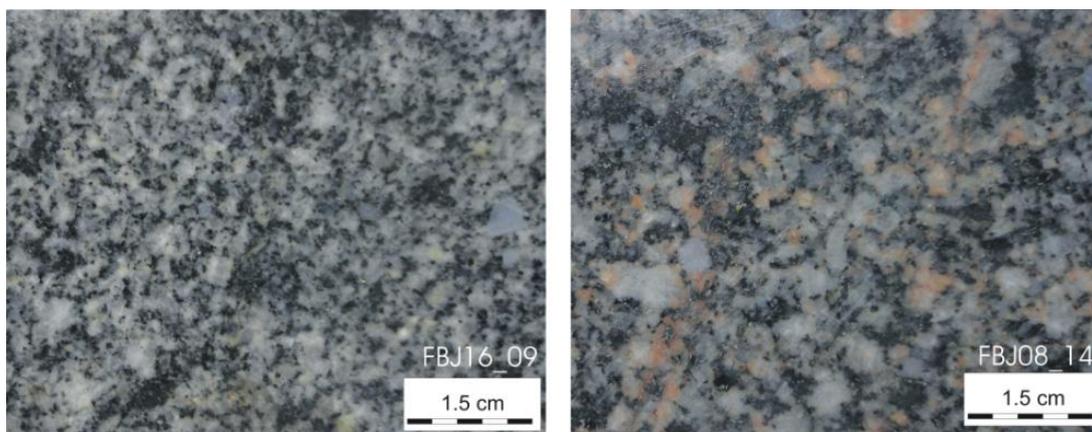


Figura 11), com textura inequigranular seriada e estrutura maciça. São tonalitos (Figura 9) compostos por (

Tabela 4): plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita, anfibólio e microclínio subordinado. Os acessórios são apatita, titanita, zircão, alanita e magnetita. Dentre os minerais hidrotermais cabe citar a sericita, clorita, epidoto, prehnita, titanita, apatita e titanomagnetita (MEV-EDS).

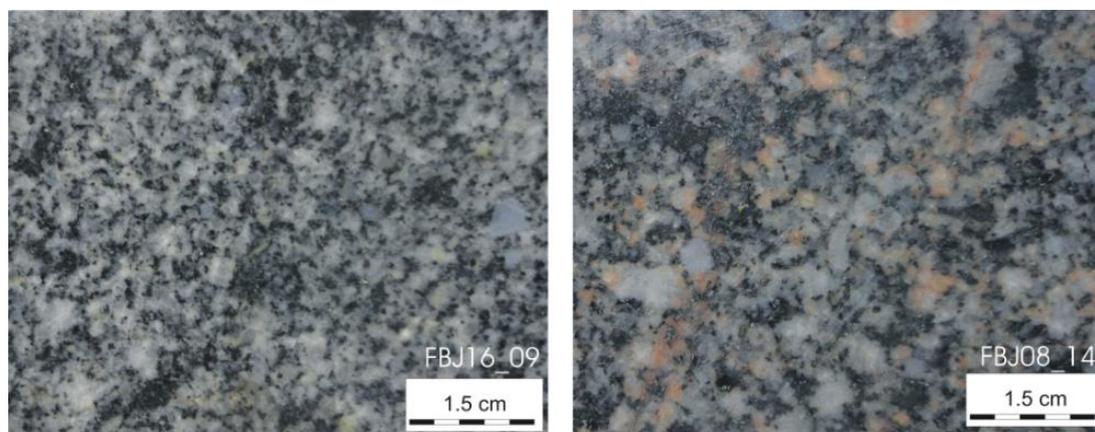


Figura 11 - Aspecto mesoscópico da fácies ISM. Notar a presença de plagioclásio com dimensões variadas e a quantidade considerável de máficos.

Tabela 4- Composição modal das rochas da fácies ISM e classificação segundo Le Maitre (2002).

MINERAIS	Biotita tonalito a hornblenda FBJ01_07 (%)	Hornblenda biotita tonalito FBJ05_02 (%)	Hornblenda biotita tonalito FBJ08_14 (%)	Hornblenda biotita tonalito FBJ16_07 (%)	Biotita tonalito a hornblenda FBJ16_08 (%)	Biotita tonalito a hornblenda FBJ11_04 (%)
Microclínio	5,3	4,4	1,5	1,6	0,5	4,4
Oligoclásio	19,1	40,1	32,2	20,8	42,3	36,3
Sericita (no plagioclásio)	30,0	8,0	16,1	34,0	15,8	12,7
Quartzo	22,8	23,1	24,0	20,7	21,2	24,6
Hornblenda	3,9	6,9	7,1	5,2	4,4	3,5
Biotita	9,0	13,9	9,8	6,5	6,6	11,2
Clorita (na biotita)	3,3	0,2	1,4	3,9	2,2	2,2
Prehnita	1,2	0,2	1,6	1,4	0,5	0,7
Alanita						
metamíctica	1,0	-	-	-	0,3	0,1
Carbonato	-	-	-	-	0,1	0,1
Epidoto	3,0	1,7	2,6	3,0	2,5	1,3
Apatita	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	1,4
Magnetita	0,6	0,9	1,1	0,9	1,7	0,4
Titanita	0,9	0,8	2,5	1,9	1,6	1,1
Zircão	tr	tr	0,1	0,1	0,3	0,3
Total	100	100	100	100	100	100

Uma feição marcante associada a esta fácies é a presença de enclaves de composição diorítica, que mostram distintos estágios de assimilação e

modificam a composição modal das rochas em relação à presença de minerais máficos, sobretudo a biotita, hornblenda e magnetita.

3.5.3 Fácies inequigranular maciça média (IM)

Esta fácies é a mais frequente na região pesquisada e se localiza na porção central, entre as fácies ISG (oeste) e ISM (leste). São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, de cor cinza claro, com estrutura maciça, textura inequigranular, granulação média (Figura 12) e composição entre tonalito e granodiorito (Figura 9). Os principais minerais são o plagioclásio (oligoclásio – andesina) e o quartzo, com quantidades variadas de biotita e minerais opacos (Tabela 5). Como acessórios observa-se titanita, apatita, zircão e alanita e como minerais hidrotermais a sericita, clorita, microclínio, albita, titanita, epidoto e prehnita.

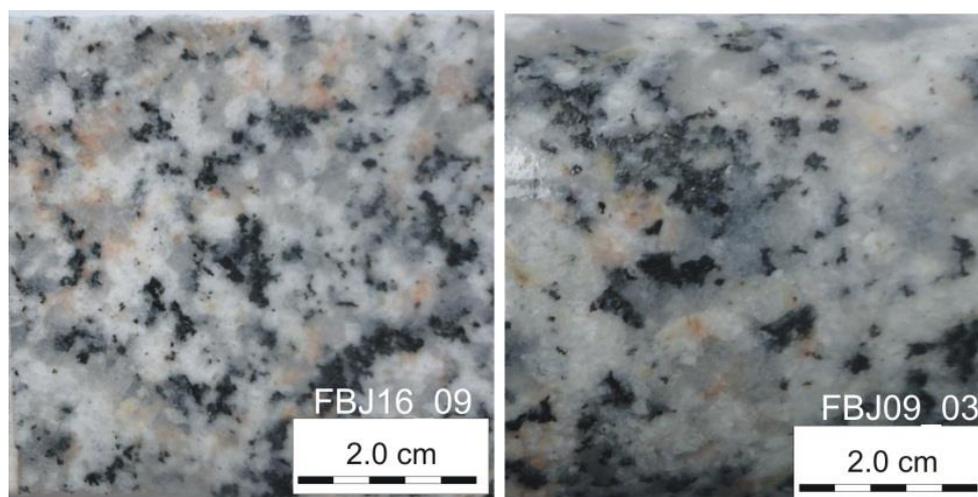


Figura 12 – Aspecto mesoscópico da fácies inequigranular maciça média.

Ao microscópio todas as amostras possuem indícios de alteração potássica, em proporções e intensidades variadas. Esta alteração se reflete na presença de megacristais ou cristais intersticiais de microclínio, e intercrescimento mirmequítico ao longo de contatos com plagioclásio. Portanto, as amostras desta fácies, consideradas menos alteradas, exibem alteração potássica, que modifica a composição do protólito e incrementa sua moda em microclínio. Desta forma, a classificação das rochas com base na composição

modal pode não refletir a composição original. A alteração potássica será detalhada a seguir, no item 3.6.2.

Tabela 5 - Composição modal das rochas da fácies IM e classificação segundo Le Maitre (2002).

MINERAIS	Biotita granodiorito	Biotita granodiorito	Biotita granodiorito	Biotita tonalito	Biotita tonalito	biotita monzogranito	biotita monzogranito	biotita monzogranito
	FBJ04_1 1 (%)	FBJ04_1 2 (%)	FBJ07_0 1 (%)	FBJ02_0 3 (%)	FBJ09_0 3 (%)	FBJ16_1 0 (%)	FBJ16_2 6 (%)	FBJ16_0 9 (%)
Microclínio	13,1	9,7	17,9	6,4	14,8	19,4	8,0	32,5
Plagioclásio	24,4	43,7	22,9	25,0	40,0	18,3	44,6	29,7
Sericita (em plagioclásio)	7,4	5,8	18,1	26,0	5,0	11,8	10,5	5,3
Quartzo	47,3	31,9	33,7	26,6	32,0	43,0	20,6	26,2
Anfibólio	-	-	-	1,1	-	-	-	0,2
Biotita	4,3	5,1	0,8	5,9	4,7	0,7	8,8	3,4
Clorita (na biotita)	1,7	2,2	5,1	3,8	1,4	5,0	2,9	1,1
Prehnita	0,3	0,1	0,0	1,8	0,1	0,3	0,8	0,1
Alanita metamáutica	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	0,3	-	-	1,1	-	0,1	-	-
Epidoto	-	0,1	0,2	1,3	0,1	0,1	1,3	0,1
Apatita	0,2	0,2	0,1	0,3	0,4	0,1	0,1	0,1
Opaco	1,0	0,7	1,3	0,5	1,5	1,3	1,1	1,2
Titanita	0,3	0,6	0,1	0,4	0,2	0,1	1,5	0,3
Zircão	-	0,1	-	-	0,2	0,1	0,1	0,2
Total	100,0	100	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

3.5.4 Rochas Aplíticas

Trata-se de injeções ou diques de micromonzogranito com espessuras aparentes que variam desde alguns centímetros até dois metros e cores rosa ou cinza claro (Figura 13), que cortam as fácies IM, ISM e ISG. A granulação é fina ou mais raramente média e é composta por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio (Tabela 6). Os minerais máficos, biotita e opacos, ocorrem em porcentagem inferior a 10%.

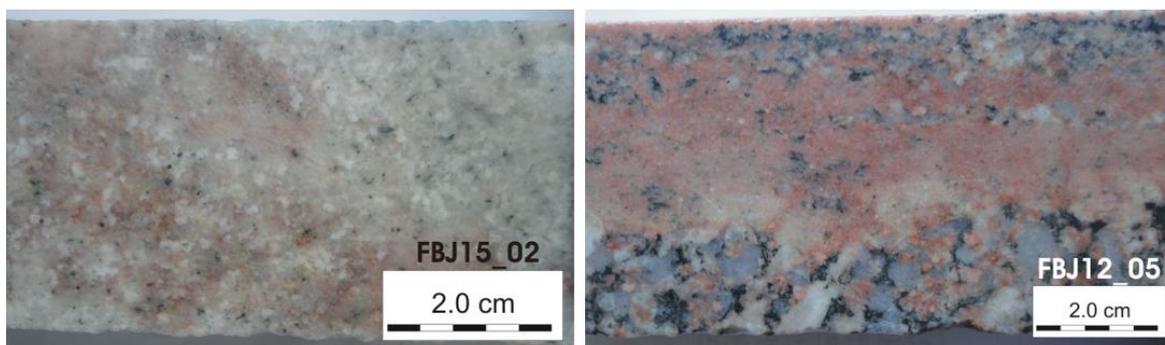


Figura 13 – Rochas aplíticas. Monzogranitos com traços de minerais máficos (FBJ15_02) e injeção de microgranito rosa na fácies inequigranular seriada grossa (FBJ 12_05).

Tabela 6 - Composição modal dos aplitos e classificação segundo Le Maitre (2002).

MINERAIS	Aplito monzogranito FBJ12_03 (%)	Monzogranito FBJ15_02 (%)
microclínio	41,2	24,1
plagioclásio	4,5	37,6
sericita (alteração)	22,8	7,1
quartzo	27,6	27,3
hornblenda	-	-
biotita	-	2,0
clorita (alteração)	3,1	1,2
prehnita	-	0,1
epidoto	0,3	0,1
apatita	-	0,0
opaco	0,5	0,8
titanita	0,1	-
alanita	0,1	-
zircão	-	-
total	100,0	100,0

3.6 ROCHAS HIDROTERMALIZADAS

3.6.1 Alteração tardimagmática

As quatro fácies de RMA descritas mostram alteração tardimagmática em distintos graus, sendo a sericitização do plagioclásio e a cloritização da biotita as mais frequentes. A sericita ocorre em proporções variadas e pode

chegar a 34% da composição destas rochas e em geral se restringe ao núcleo do plagioclásio. Raras amostras tem saussurita como produto de alteração.

A clorita é outro produto comum e ocorre em proporções variadas (até 4,8%), e sua moda pode superar a de biotita não alterada. Em geral, se restringe à borda dos cristais de biotita, mas pode substituir completamente o mineral primário. Outro produto de alteração da biotita é a prehnita (Figura 14), que substitui suas lamelas.

O epidoto é identificado somente nas rochas que contêm anfibólio (fácies ISG e ISM) e está diretamente associado à alteração deste mineral.

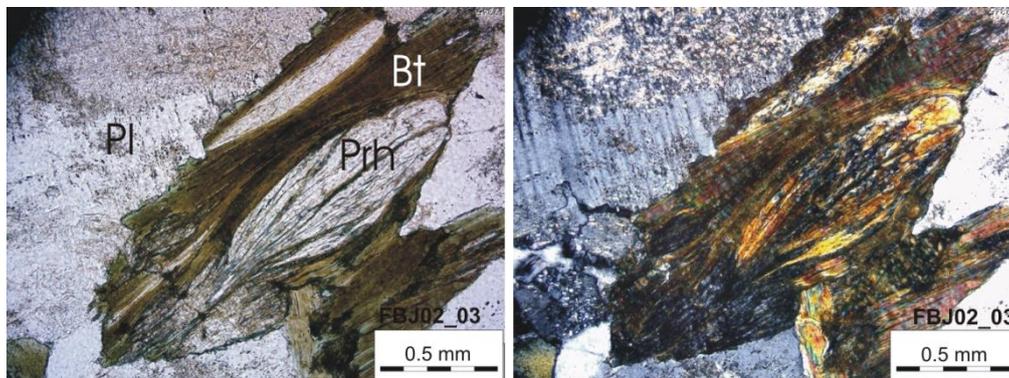


Figura 14 - Fotomicrografia mostrando prehnita formada pela substituição de biotita (Pl - plagioclásio; Bt - biotita; Prh - prehnita; à esquerda nicois paralelos e à direita nicois cruzados).

3.6.2 Alteração potássica

3.6.2.1 Alteração com microclínio + albita e quartzo em intercrescimento mirmequítico

Esta alteração é seletiva a venular e pouco expressiva em termos visuais quando comparada às demais, uma vez que não causa modificações mesoscópicas. Em escala microscópica é passível de identificação e sua ocorrência está restrita à fácies inequigranular maciça média.

A potassificação se caracteriza pela presença de cristais de microclínio intersticiais ou megacristais envolvendo o plagioclásio ígneo (Figura 15A e B).

Neste caso, o plagioclásio tem bordas corroídas e o produto característico da alteração é a associação albita e quartzo em intercrescimento mirmequítico (Figura 15A, C, D e E)

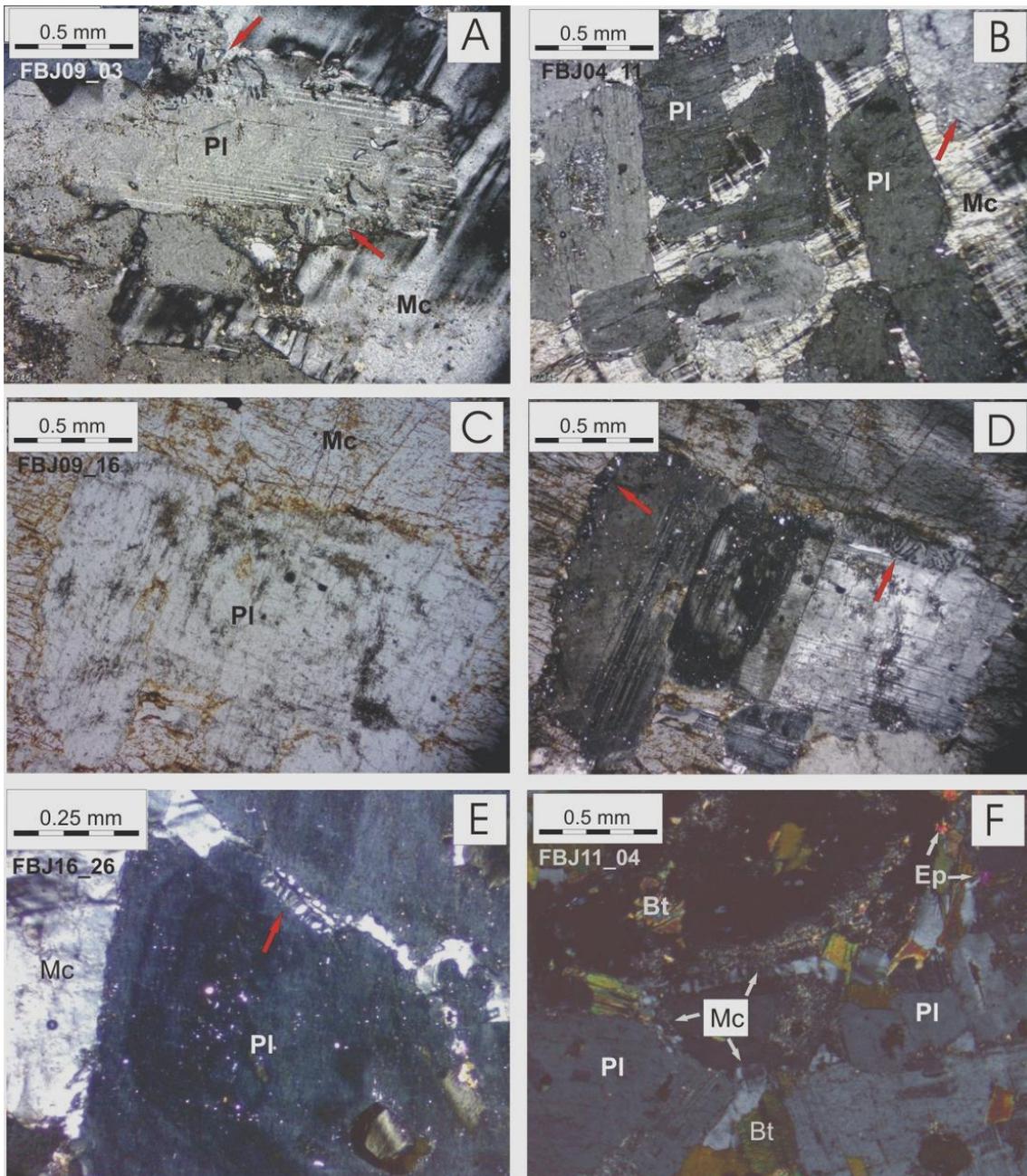


Figura 15 - Fotomicrografias da alteração com microclínio + albita e quartzo em intercrescimento mirmequítico. (A) Plagioclásio envolto por megacrystal de microclínio. Notar as bordas difusas do plagioclásio com intercrescimento. (B) Megacrystal de microclínio, com plagioclásios inclusos. (C) Intercrescimento mirmequítico na borda de um plagioclásio. A cor amarela do microclínio na fotomicrografia é devido ao tingimento. (D) idem C, nicois cruzados. (E) Microfratura preenchida por microclínio. (F) Microvênulas preenchida por microclínio. As setas vermelhas indicam a presença de mirmequita. (Pl - plagioclásio; Mc - microclínio; Bt - biotita; Ep - epidoto; A, B, D, E e F - nicois cruzados, C - nicois paralelos)

Localmente há vênulas preenchidas por microclínio (Figura 15F) e fraturas em plagioclásio também preenchidas por microclínio, gerando intercrescimento mirmequítico nas adjacências (Figura 15E) e corroborando a origem hidrotermal desta paragênese.

3.6.2.2 Alteração com biotita + titanita + magnetita + apatita ± clorita ± epidoto

Esta é também uma alteração seletiva a venular observada nas RMA que contêm anfibólio na composição, ou seja, nas fácies ISG e ISM. Os minerais desta paragênese ocorrem em associação particular na qual a titanomagnetita (MEV-EDS) está envolta por titanita e este conjunto por biotita hidrotermal (Figura 16 e Figura 19). A porcentagem de titanita nas rochas com esta alteração varia entre 1,2 e 2,9% e a de titanomagnetita entre 0,9 e 2,6%, ao passo que nas demais rochas esses valores são inferiores a 1%.

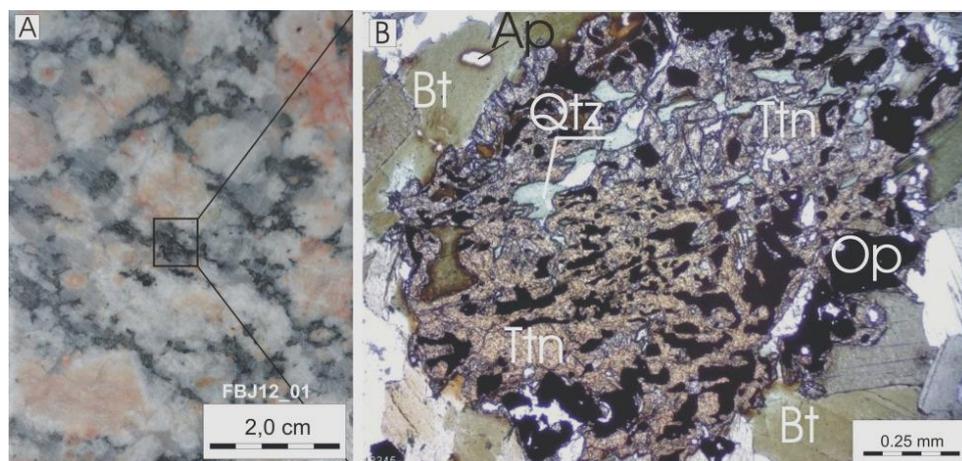


Figura 16 - (A) Aspecto mesoscópico da rocha com alteração definida pela paragênese biotita + titanita + titanomagnetita + apatita ± clorita ± epidoto. Notar ferruginização incipiente do plagioclásio. (B) Fotomicrografia do detalhe, mostrando o arranjo característico dos minerais desta paragênese. (Bt - biotita; Qtz - quartzo; Op - opaco; Ttn - titanita; Ap - apatita; nicois paralelos)

Duas feições foram importantes para definir esta paragênese como sendo hidrotermal: (i) o fato de os minerais que a definem preencherem vênulas e (ii) a feição mostrada na Figura 17, na qual a titanita e o opaco cristalizaram envolvendo parcialmente um cristal de plagioclásio, indicando que são posteriores ao mineral ígneo.

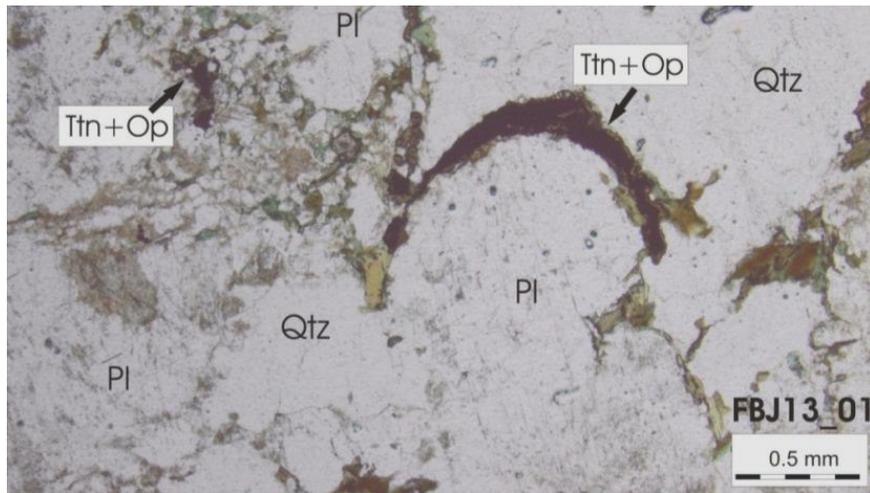


Figura 17 - Fotomicrografia com cristais de biotita verde + titanita + titanomagnetita nos interstícios de cristais de plagioclásio ígneo, mostrando que sua cristalização foi posterior ao plagioclásio. (Ttn - titanita; Op - opaco; Pl - plagioclásio; Qtz - quartzo, nicois paralelos)

3.6.2.3 Alteração da biotita ígnea

A biotita ígnea, nas três fácies mineralizadas (IM, ISM e ISG), foi cloritizada e como produto desta alteração seletiva há pseudomorfos de biotita reequilibrados para clorita e esta apresenta acumulação residual de rutilo e/ou leucóxênio (Figura 18).

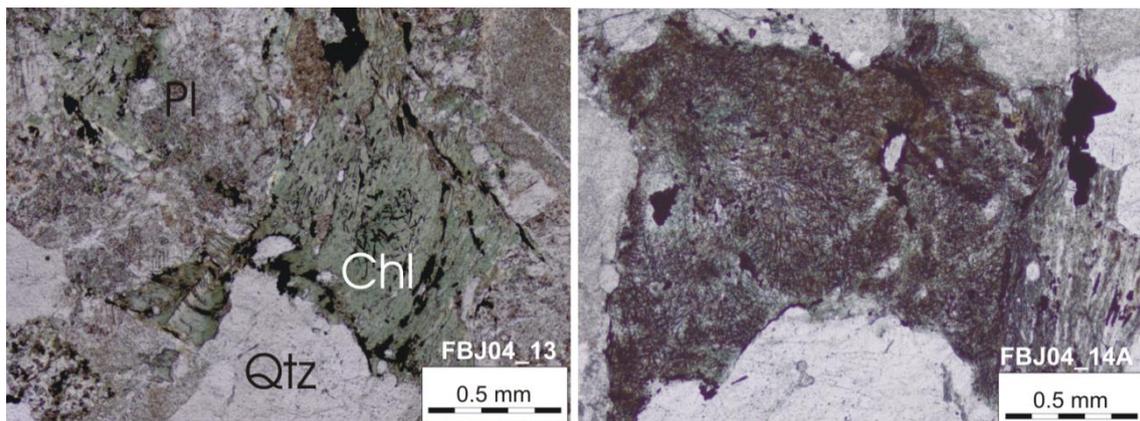


Figura 18 - Fotomicrografia com aspecto da biotita na zona de alteração potássica. Notar a acumulação de rutilo e leucóxênio nos minerais. (Chl- clorita; Qtz - quartzo; nicois paralelos)

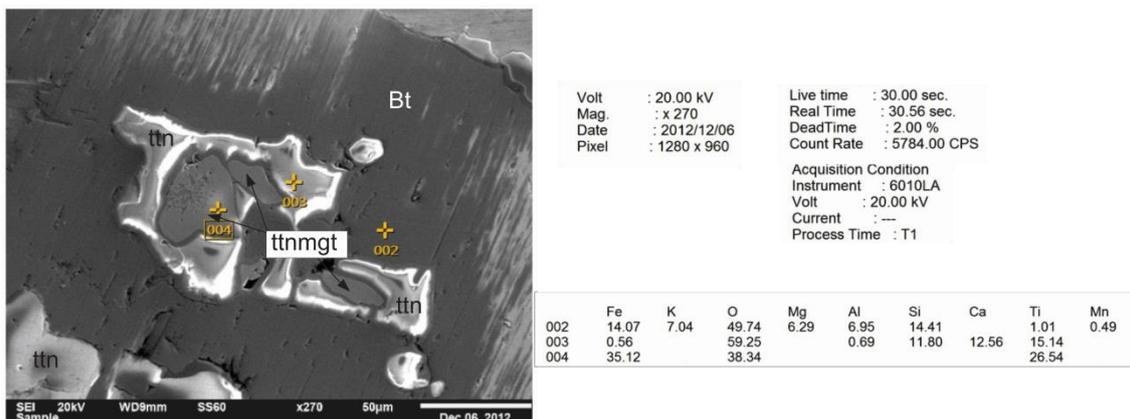


Figura 19 - Imagem MEV mostrando cristais de titanomagnetita envolvidos por titanita e ambos por biotita. Os pontos enumerados foram analisados por EDS e a composição obtida encontra-se no quadro acima (Bt - biotita; ttnmgt - titanomagnetita; Ttn - titanita).

3.6.2.4 Alteração pegmatítica

Esta é uma alteração restrita a fácies IM que se caracteriza por rochas pegmatíticas (Figura 20) de cor cinza rosado, composição monzogranítica e que ocorrem sob a forma de vênulas com até 3 cm de espessura ou bolsões decimétricos (10-90 cm de espessura em testemunho de sondagem). Esta alteração é cortada por raras vênulas subcentimétricas de quartzo. As vênulas são mineralizadas e contém sulfeto livre, sendo a galena e a esfalerita os mais comuns. Ambos formam cristais anédricos, que variam entre 0,05 e 0,65 mm, e é comum a exsolução de calcopirita nos limites entre estes dois sulfetos (Figura 21A). A molibdenita, identificada com auxílio do MEV-EDS, também ocorre como sulfeto livre e tem hábito diferenciado (Figura 21C; Figura 22). O ouro nesta alteração é granular e os cristais observados apresentaram até 0,08 mm, tendo sido encontrados como inclusão na pirita ou livre no quartzo de preenchimento da vênula (Figura 21B).

A tabela com a composição modal das amostras encontra-se no Apêndice B.



Figura 20 - Aspecto mesoscópico da fácies pegmatítica em contato com biotita granodiorito levemente ferruginizado da fácies inequigranular maciça média. (FBJ04_11).

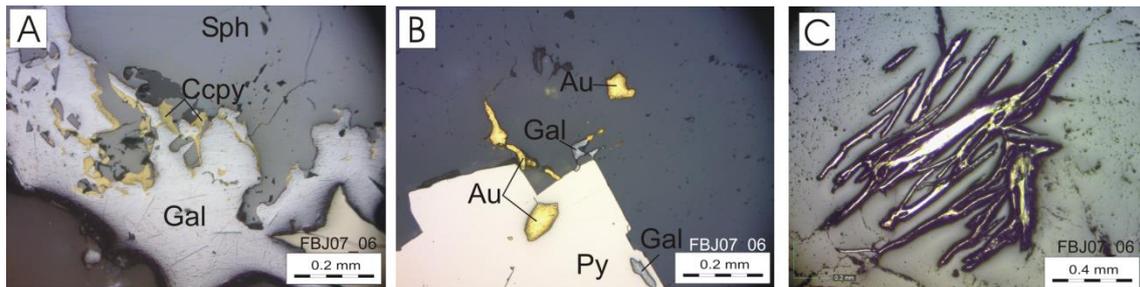


Figura 21 - Fotomicrografias de seção polida mostrando sulfetos diversos em veio de quartzo. (A) Cristais de esfalerita e galena, com calcopirita entre os dois e incluída na galena. (B) Ouro livre e incluído em pirita. (C) Cristal de molibdenita. (Sph - esfalerita; Gal - galena; Ccpy - calcopirita; Au - ouro; nicois paralelos)

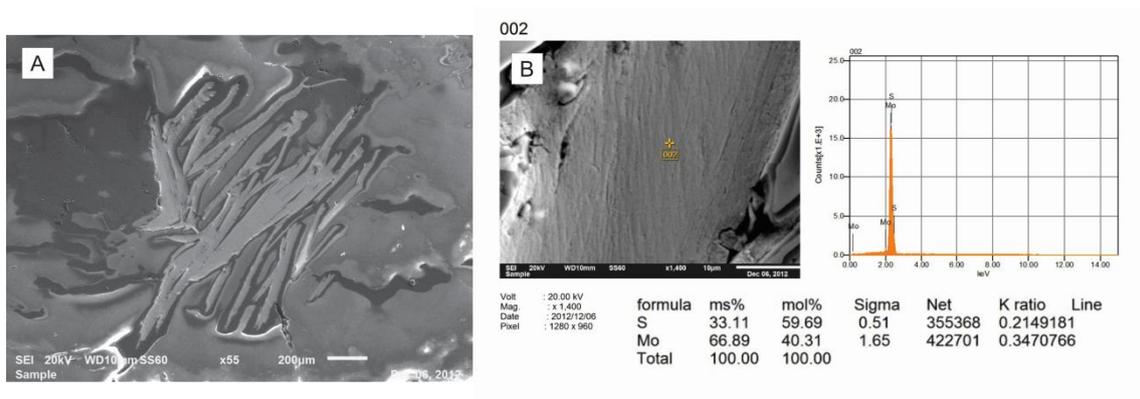


Figura 22 - (A) Imagem MEV mostrando cristal de molibdenita. (B) Imagem MEV com indicação do ponto analisado por EDS, os dados obtidos encontram-se abaixo da imagem.

3.6.3 Ferruginização

Esta é uma alteração seletiva que se apresenta como uma pigmentação da sericita formada pela alteração do plagioclásio ígneo e que afeta as rochas das fácies ISG, ISM e IM. A rocha apresenta modificação progressiva da cor, desde as porções menos alteradas até as zonas mais intensamente

pigmentadas (Figura 23). Esta alteração tem uma distribuição não homogênea e associada a fraturas. A denominação “ferruginização” foi adotada neste trabalho para designar este processo de pigmentação, feições semelhantes foram descritas na bibliografia como “zonas vermelhas”, “granitos vermelhos” ou avermelhamento no entorno de fraturas (PUTNIS *et al.*, 2007; MORAD *et al.*, 2010; PLÜMPER E PUTNIS, 2009).

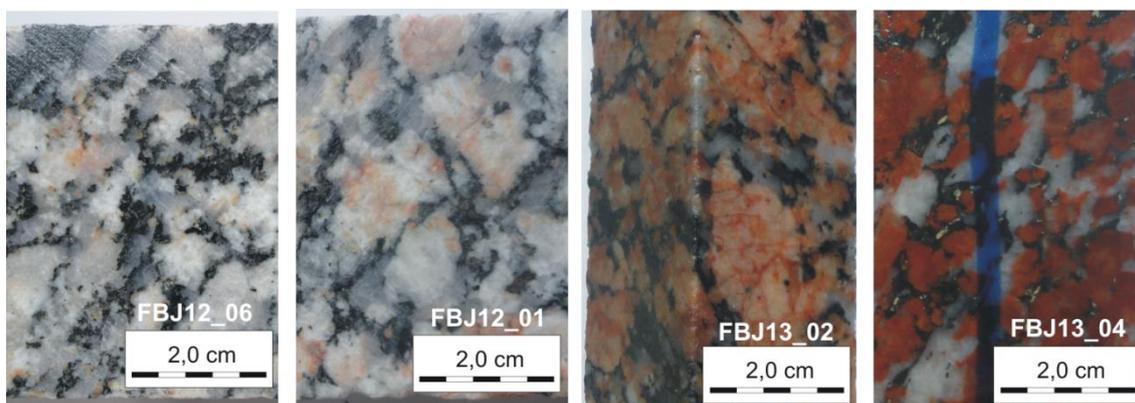


Figura 23 - Variação na intensidade da ferruginização. Notar na amostra 13_02 a ferruginização nas fraturas do plagioclásio e a cor homogênea do feldspato nos termos extremos.

À vista desarmada é possível confundir o plagioclásio tingido com adulária, sobretudo quando a pigmentação é intensa. Mas o exame petrográfico sistemático ressaltou que essa pigmentação está associada à alteração do plagioclásio (Figura 24), sendo comum a ausência de microclínio na moda das amostras ferruginizadas.

Esta alteração se restringe ao plagioclásio, permanecendo os demais minerais ígneos apenas com as alterações previamente impostas pelas fases tardimagmática e potássica de alteração. Além da pigmentação, constatou-se alteração sericítica mais intensa do plagioclásio ferruginizado, em relação ao feldspato das RMA. Porém, mesmo nos minerais mais intensamente argilizados as feições ígneas ainda são passíveis de identificação (Figura 24).

Em seção delgada, é possível constatar que a intensidade da pigmentação é diretamente relacionada ao grau de alteração do plagioclásio. Em seção polida, verifica-se a disseminação de hematita com cristais menores que 0,01mm (Figura 25B), sendo a quantidade de hematita também proporcional à intensidade da cor. Em amostras da fácies ISM foram observadas bordas de hematita, resultantes da oxidação dos cristais de magnetita (Figura 25A).

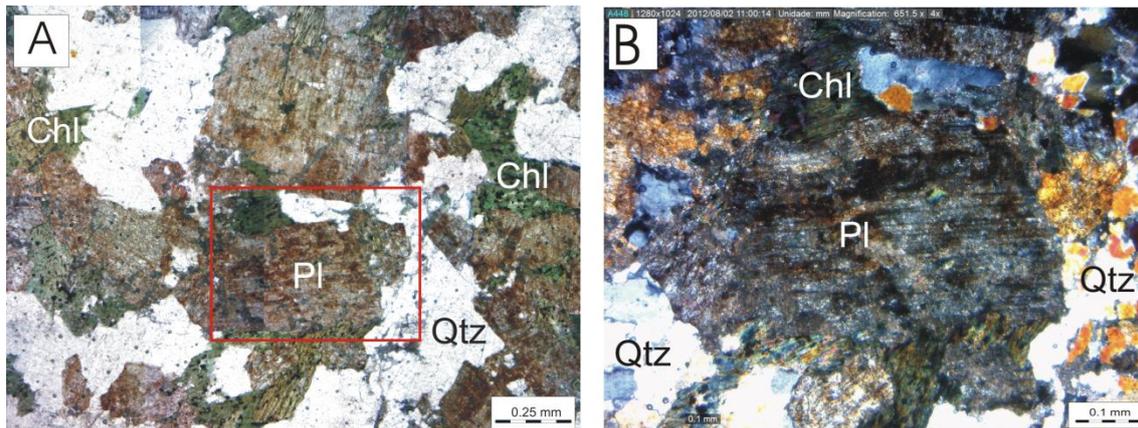


Figura 24 - Fotomicrografia mostrando a pigmentação da sericita de alteração do plagioclásio. (B) Detalhe da fotomicrografia A, notar que geminação ígnea ainda pode ser identificada (Chl - clorita; Pl - plagioclásio; Qtz - quartzo; à esquerda nicois paralelos e à direita nicois cruzados).

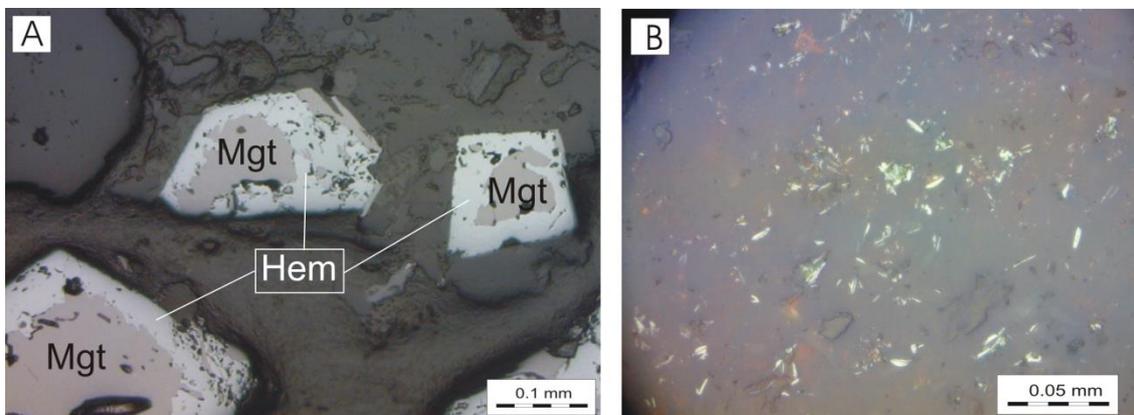


Figura 25 - Fotomicrografia em seção polida mostrando (A) cristais de magnetita com as bordas oxidadas a hematita e (B) hematita muito fina disseminada nos cristais de plagioclásio mais intensamente pigmentados. (Mgt - magnetita; Hem - hematita; nicois paralelos)

3.6.4 Alteração argílica

Esta é uma alteração hidrotermal pervasiva que afetou as rochas das fácies IM, ISM e ISG. Conferiu à rocha tons variados de verde, em resposta à alteração de feldspatos e cristalizou pirita com inclusões de esfalerita, galena e calcopirita. Os teores mais significativos de ouro analisados estão em rochas desta zona hidrotermal, chegando a 19,2 g/ton.

A paragênese que caracteriza esta alteração é

- illita + quartzo + carbonato + pirita ± esfalerita

Assim como na ferruginização, a alteração argílica também está relacionada a fraturas. A zona argilizada está no centro da zona alterada e há uma passagem lateral para a zona ferruginizada e gradativa desta para as rochas menos alteradas. Em relação à continuidade lateral da argilização, duas situações são observadas: (i) a alteração argílica ocorre como um envelope de alteração centimétrico na adjacência de vênulas preenchidas por carbonato, clorita e sulfeto, com uma passagem lateral brusca para a zona ferruginizada (Figura 26B). Os minerais têm granulação fina e há elevada concentração de sulfeto disseminado. Esta situação foi observada somente na fácies ISM; (ii) a alteração tem caráter homogêneo e contínuo (Figura 26A), em intervalos que variam desde poucos centímetros até 9 metros de extensão aparente (medida em testemunho de sondagem), sendo que a transição para a zona ferruginizada se faz em uma zona de extensão centimétrica. A granulação dos minerais varia de média a grossa e a quantidade de sulfetos disseminados é menor que na situação anterior, não sendo rara a presença de cristais milimétricos de esfalerita. A argilização mais contínua foi observada nas fácies ISG e IM.

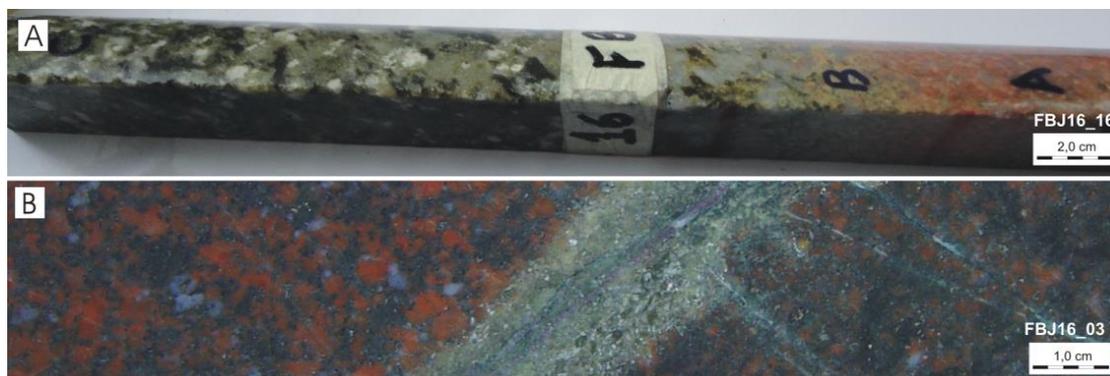


Figura 26 - (A) Passagem transicional entre a zona ferruginizada (à direita) e a alteração argílica (à esquerda), descrita nas fácies ISG e IM. Notar a granulação e aspecto homogêneo da alteração. (B) Argilização restrita à adjacência de vênulas e com passagem brusca entre a zona ferruginizada e argilizada, observada na fácies ISM.

Ao microscópico verifica-se que a illita (determinada por DRX com tratamento para argilominerais) é o produto hidrotermal principal dessa paragênese. A alteração se iniciou com a argilização do plagioclásio e avançou até a completa substituição de todos os minerais da rocha. A argilização do plagioclásio é observada em distintos graus, desde incipiente a moderada nas

zonas de transição entre a ferruginização e a alteração argílica (Figura 27A, F), até o completo reequilíbrio da rocha, na alteração argílica (Figura 27E).

O carbonato é observado substituindo o microclínio e, neste processo se cristalizou inicialmente ao longo dos planos de clivagem (Figura 27C, D) e com o avanço da argilização formaram-se núcleos de carbonato, com minerais subédricos de até 5 mm, em meio à matriz fina argílica (Figura 27E). Este processo de substituição foi observado em distintos estágios, desde incipiente até situações em que somente restam resíduos de microclínio em meio ao carbonato (Figura 27B).

O quartzo também integra a paragênese de alteração argílica e é observado em duas situações, (i) em cristais anédricos e menores que 0,02 mm junto à illita na matriz da alteração argílica; (ii) nos núcleos de minerais bem cristalizados (0,2-1,5mm) em meio a matriz argílica, junto ao carbonato subédrico. O quartzo, neste caso, apresenta limites poligonizados e não raro hábito hexagonal ou bipiramidal (Figura 27E). Geralmente em torno desses núcleos a illita está melhor cristalizada e tem hábito fibroso (Figura 27E).

Em meio à matriz de alteração notam-se cristais subédricos e subcentimétricos (0,5 – 2,0mm) de mica branca que possuem acumulação residual de acículas de rutilo nos planos de clivagem e/ou cristais amorfos de leucoxênio.

A pirita é o principal sulfeto presente na zona de alteração argílica (Figura 26A), tanto disseminada, quanto em veios junto ao carbonato e à clorita, em porcentagens que variam entre 3,2 e 6,6% e cristais variando entre 0,05 e 5,0 mm. A pirita ocorre em duas fases distintas de crescimento: a primeira formada por minerais subédricos ricos em inclusões de esfalerita e galena, com menor quantidade de pirrotita e calcopirita. A segunda não apresenta inclusões e deixa o cristal euédrico.

A esfalerita é o segundo sulfeto mais frequente, em porcentagens entre 0,2 e 9,5%, observada como: (i) cristais poligonais, nos núcleos de minerais bem cristalizados (Figura 28A). Neste caso, a esfalerita tem cor castanha avermelhada, dimensões entre 0,5 e 6,0 mm e inclusões de pirita euédrica

(Figura 28C). (ii) Cristais poiquilíticos com inclusões de quartzo e mica branca, em meio à matriz da alteração argílica (Figura 28B). Nesta situação a esfalerita tem cor amarelo dourado, dimensões entre 0,5 e 5,0 mm e hábito anédrico a subédrico. (iii) Como inclusão na pirita (Figura 28D; Figura 29A). (iv) preenchendo vênulas juntamente com carbonato, quartzo e clorita. Neste caso o sulfeto também tem cor amarelo dourado, hábito anédrico, dimensões entre 0,02 e 0,7 mm e as bordas podem ser opacas.

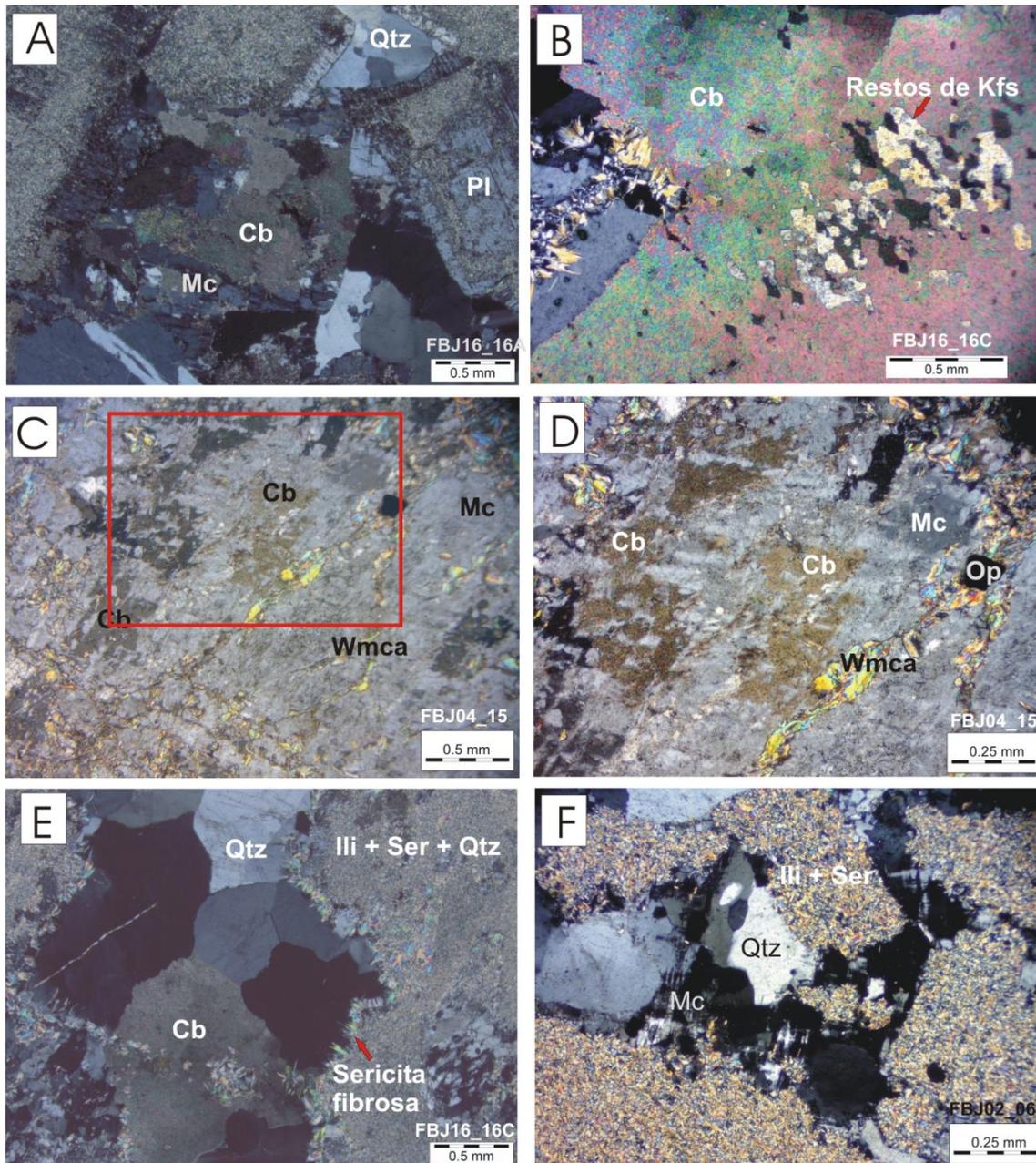


Figura 27 - Fotomicrografias mostrando o comportamento dos feldspatos na zona argilizada. (A) Padrões distintos de alteração de plagioclásios e microclínio. (B) Placa de carbonato com restos de microclínio. (C) Carbonato em processo inicial de substituição do microclínio, aproveitando os planos de clivagem mineral e mica branca preenchendo

vênulas e fraturas pré-existentes. (D) Detalhe da fotomicrografia C. (E) Núcleos de quartzo e carbonato em meio à alteração com argilominerais. (F) Pseudomorfos de plagioclásios, argilizados. (Qtz - quartzo, Pl - plagioclásio; Cb - carbonato, Mc - microclínio, Op - opaco, Wmca - mica branca, Arg - argilomineral; Ser - sericita; todas as imagens com nicois cruzados).

A tabela com a composição modal das amostras encontra-se no Apêndice B.

Em seção polida observou-se cristais romboédricos de dolomita, identificados com auxílio do MEV-EDS, inclusos em um cristal de esfalerita, este incluso em pirita (Figura 29B).

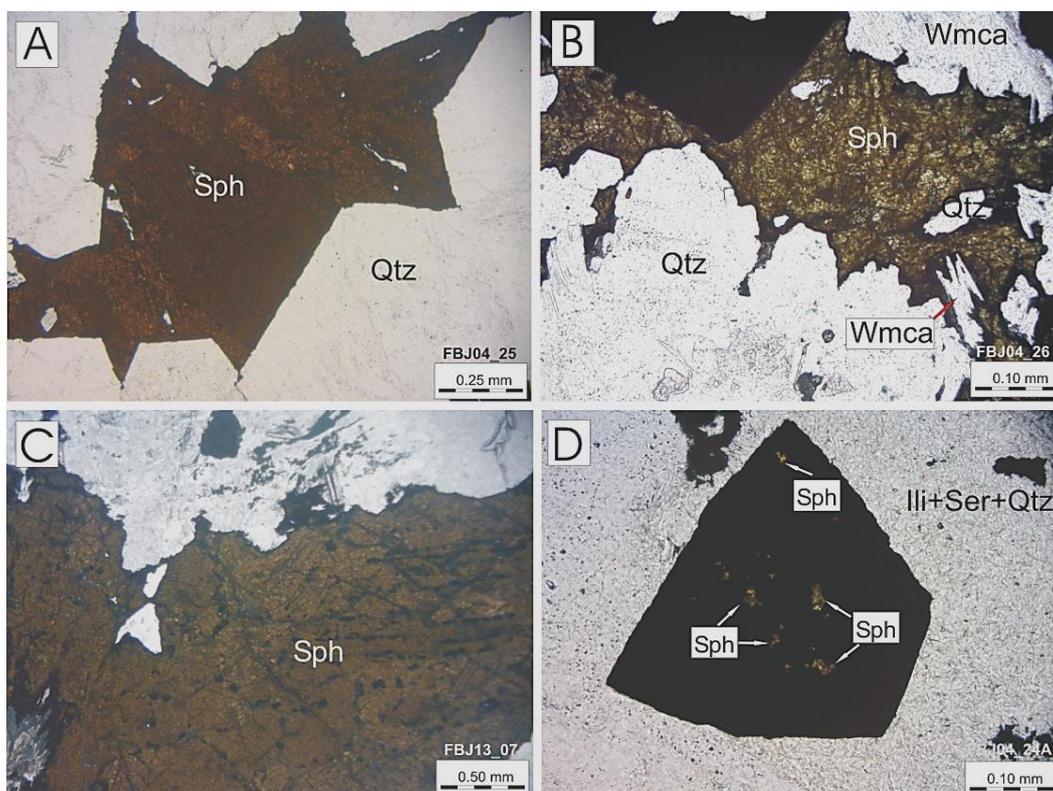
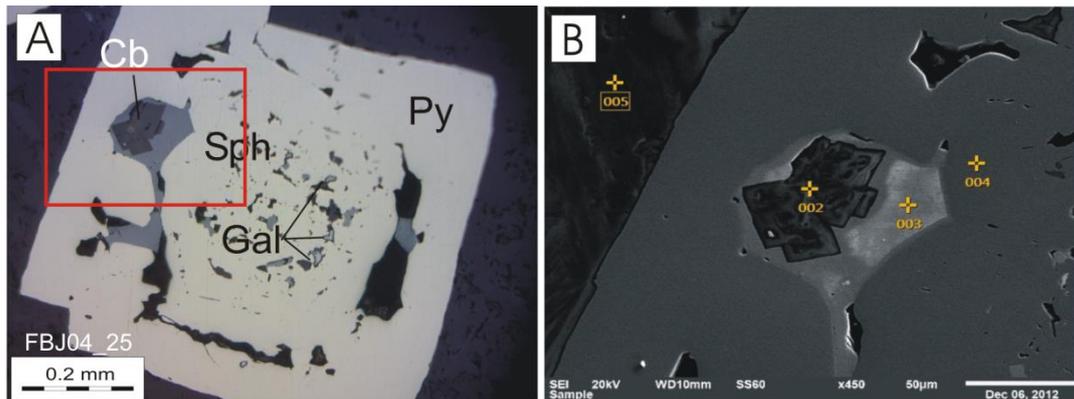


Figura 28 - Fotomicrografias de rochas com esfalerita, junto à alteração argílica. (A) esfalerita castanha com hábito controlado pelo quartzo hexagonal. (B) Esfalerita dourada poiquilítica. (C) Esfalerita castanha com inclusões de pirita. (D) Esfalerita inclusa em pirita. (Qtz - quartzo; Cb - carbonato; Arg - argilomineral; Ser - sericita; Wmca - mica branca; Chl - clorita; Sph - esfalerita; Op - opacos, nicois paralelos)



	Fe	K	O	C	F	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Ti	Zn	Mo
002	2.35		53.84	19.86			8.55				15.40			
003						9.24				26.92			55.76	8.08
004	37.18			22.63	2.78					37.41				
005	1.19	7.00	52.21	10.36				13.51	15.55			0.17		
Average	13.57	7.00	53.03	17.62	2.78	9.24	8.55	13.51	15.55	32.17	15.40	0.17	55.76	8.08
deviation	7.15	0.00	0.58	4.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.71	0.00	0.00	0.00	0.00

Figura 29 - (A) Fotomicrografia de seção polida mostrando inclusão de dolomita em cristal de esfalerita, ambos inclusos em pirita euédrica. Além da esfalerita há inclusões de galena. (B) Imagem MEV do detalhe grifado em A. Os pontos marcados em amarelo foram analisados qualitativamente por EDS e os dados obtidos encontram-se na tabela junto à figura. (Sph - esfalerita; Gal - galena; Py - pirita; A- nicois paralelos)

3.6.5 Alteração sódica

Esta alteração é pervasiva e de ocorrência restrita a fácies IM. A granulação da rocha alterada é médiame a mesma se define pela presença de agregados de cristais de albita hidrotermal, de cor branca leitosa a levemente rosada, em meio a uma matriz formada por clorita + quartzo ± carbonato ± titanita, de cor cinza esverdeado (Figura 30). As amostras são porosas e apresentam cavidades de dissolução milimétricas, em meio aos agregados de albita, preenchidas por quartzo prismático (Figura 30A e B).

Apesar da aparência alterada, a rocha sob o microscópio mostra os feldspatos límpidos, sem argilização ou ferruginização. A ausência de alteração no plagioclásio diferencia esta rocha das demais no depósito, uma vez que mesmo nas RMA este mineral sempre mostra sericitização.

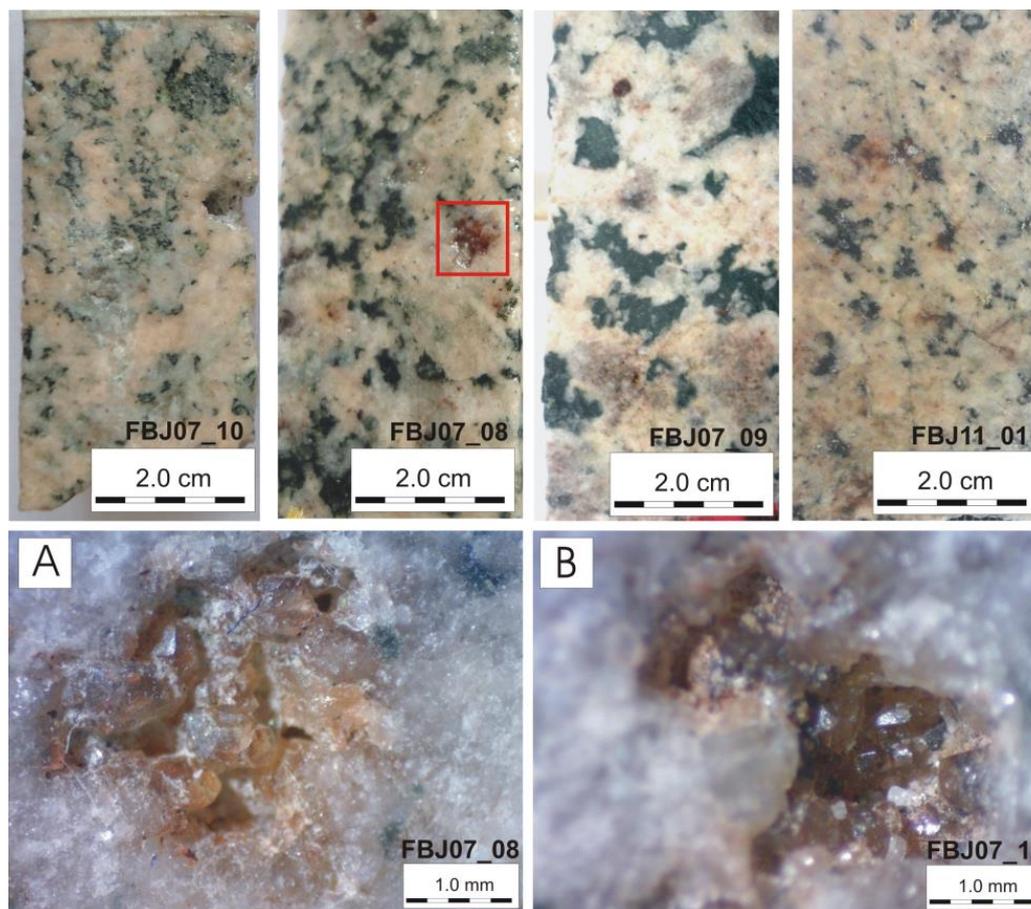


Figura 30 - Aspecto mesoscópico da alteração sódica. (A e B) Cavidades de dissolução preenchidas por quartzo prismático. (A) Detalhe do campo identificado em vermelho.

A albitização da rocha obliterou a textura ígnea e gerou cavidades, que foram posteriormente preenchidas por quartzo prismático. Este processo acarretou no aumento da porosidade, que se traduz pela redução do peso específico da rocha, de $2,63\text{g/cm}^3$ no protólito para $2,51\text{g/cm}^3$ nos albititos típicos.

As manchas cinza-esverdeadas (Figura 30) são glômeros de clorita globular em paragênese com quartzo e, em menor proporção com carbonato (Figura 31C e D). Não há evidências petrográficas que sugiram relação de paragênese entre a albita hidrotermal e a matriz com clorita + quartzo \pm carbonato \pm titanita.

O carbonato (Figura 31E e F) forma núcleos (0,3 – 1mm) com cristais subédricos e inclusões de quartzo hexagonal ou prismático. Ocorre também sob a forma de “manchas” na albita hidrotermal (Figura 31A e B), conferindo a estes feldspatos um aspecto poiquilítico. Um exame petrográfico detalhado

revelou ser uma feição de corrosão tardia. Óxido de ferro foi observado em nódulos menores que 0,01 mm, cristalizados no contato entre os cristais de albita. Há também porções com maior concentração do óxido, intersticiais e que formam massas amorfas com até 0,3mm. Chama atenção a presença de titanita euédrica, como se observa na Figura 31E e F.

A tabela com a composição modal das amostras encontra-se no Apêndice B.

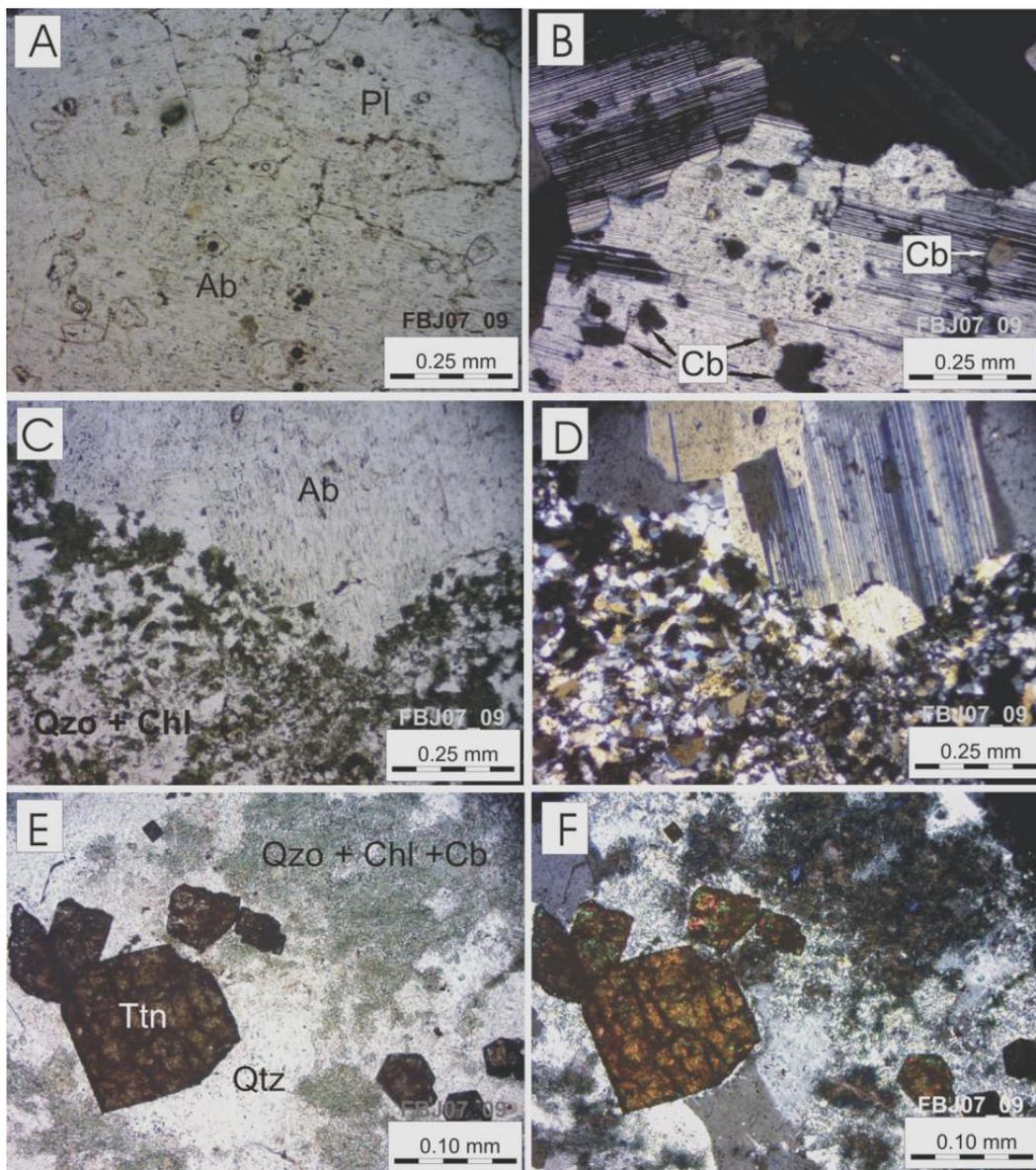


Figura 31 - Fotomicrografias das rochas com alteração sódica. (A) Plagioclásio com “manchas” de carbonatos. (B) Idem a A, com nicois cruzados. (C) Clorita e quartzo em paragenese, envolvendo cristais de albita hidrotermal. (D) Idem a C, com nicois cruzados. (E) Titanita com hábito prismático quadrado. (F) Idem a E, com nicois cruzados (Ab - albita ; Qtz - quartzo; Chl - clorita; Cb - carbonato; Ttn - titanita; em A, C e E nicois paralelos).

3.6.6 Alteração com carbonato, clorita e quartzo

Esta é uma alteração seletiva que foi observada somente nas rochas da fácies IM e sobreposta à ferruginização e à alteração sódica. A mesma se apresenta como uma matriz, substituindo os minerais ígneos da rocha, cuja paragênese de alteração é definida pelos seguintes minerais:

- carbonato + clorita + quartzo \pm titanita \pm esfalerita (Cb-Chl-Qtz);

O aspecto mesoscópico destas rochas se distingue na cor, em relação às demais alterações (Figura 32). A porção ferruginizada da rocha adquire tons de laranja, marrom ou vermelho intenso e possui matriz em tons variados de cinza ou de amarelo até verde.

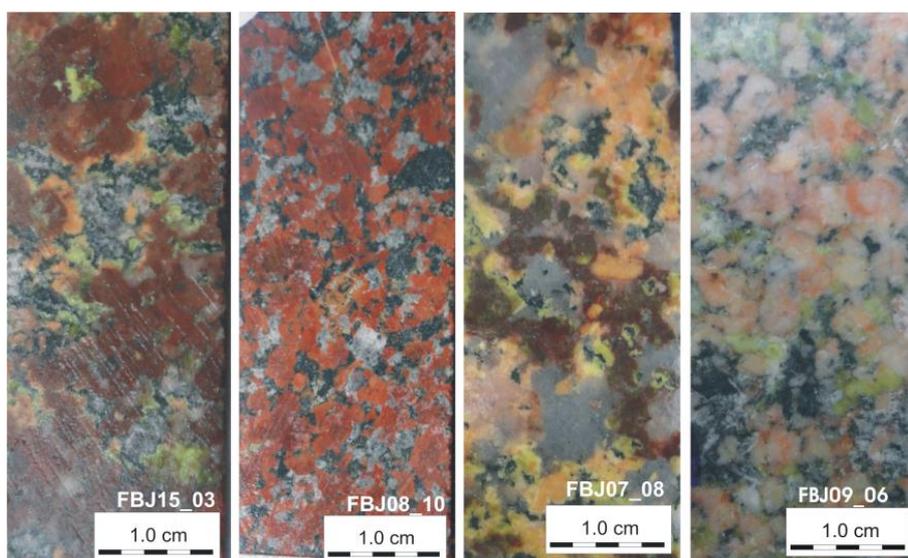


Figura 32 - Aspecto mesoscópico da alteração com carbonato e clorita

Ao microscópio, observa-se que os minerais que definem esta paragênese substituíram todos os minerais do protólito, com exceção apenas do plagioclásio sericitizado e pigmentado pela ferruginização.

O carbonato é observado em duas situações: (i) anédrico, com dimensão menor que 0,2 mm e associado à clorita (Figura 33A,B); (ii) cristais submilimétricos a milimétricos, de hábito subédrico, juntamente ao quartzo euédrico e clorita (Figura 33F).

A clorita é férrica, tendo em vista a cor verde e a birrefringência características, e o hábito varia de vermiforme a nodular. O quartzo é límpido e bem cristalizado, em geral de hábito prismático, hexagonal ou bipiramidal, e ocorre incluso ou associado ao carbonato subédrico (Figura 33F). Alguns minerais, tais como a titanita (Figura 33C e D) e a esfalerita (Figura 33D e E) podem se somar a esta paragênese, geralmente associando-se ao carbonato. Dentre as duas, a titanita é observada com maior frequência, sendo esta euédrica e, em geral, de hábito prismático.

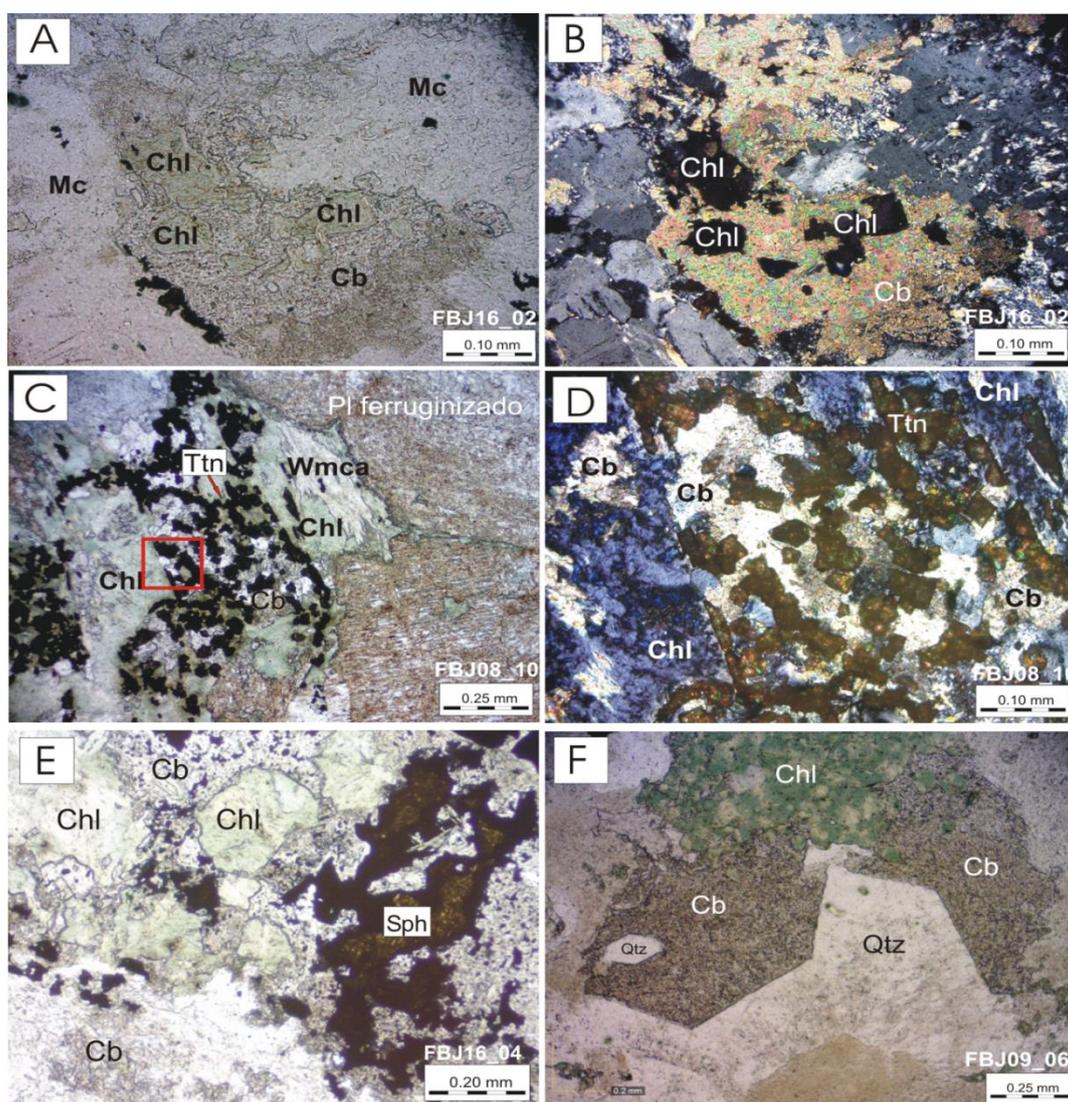


Figura 33 - Fotomicrografias com aspectos distintos da paragênese carbonato + clorita ± titanita ± esfalerita. (A) Relação de engolfamento mútuo entre carbonato fino e clorita fibrosa, caracterizando a paragênese. (B) Idem a A, com nicois cruzados. (C) Paragênese carbonato + clorita + titanita. (D) Detalhe de C (área destacada), nicois cruzados. (E) Cristal de esfalerita junto a esta paragênese, notar a borda opaca do mineral. (F) Núcleos com cristais de quartzo piramidados, carbonato de aspecto turvo e clorita. (Mc - microclínio; Chl - clorita; Cb - carbonato; Pl - plagioclásio; Ttn - titanita; Qtz - quartzo; Bt - biotita; A, C, E e F nicois paralelos e B, D nicois cruzados).

O arranjo e o hábito do quartzo sugerem que este se cristalizou preenchendo planos de fraturas e/ou cavidades de dissolução, propiciando sua cristalização hexagonal a bipiramidal. Cristais de hábito semelhante foram observados preenchendo fraturas em uma amostra onde, possivelmente, o carbonato foi lixiviado, conforme observado na Figura 34. Sob o microscópio verifica-se que o quartzo possui zoneamento composicional, por vezes marcado pela disposição de inclusões sugerindo fases de crescimento mineral (Figura 35)

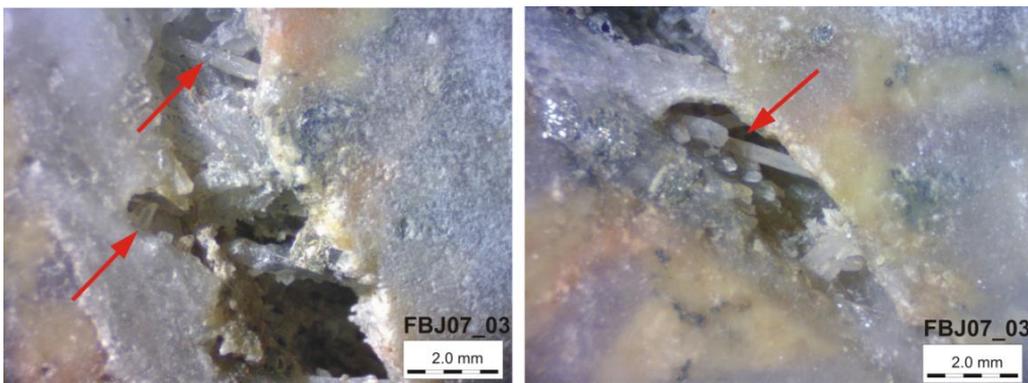


Figura 34 - Plano de fratura preenchido por quartzo prismático.

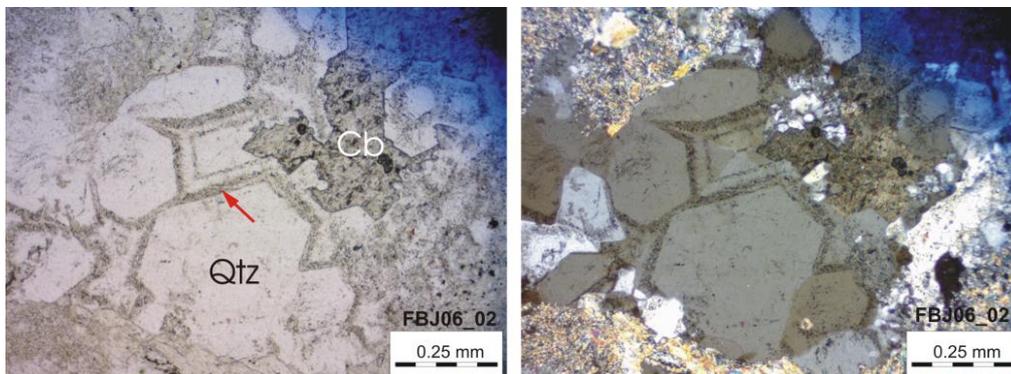


Figura 35 - Cristais hexagonais de quartzo com zoneamento composicional marcado por inclusões fluidas (seta vermelha) (Qtz - quartzo; Cb - carbonato; à esquerda nicois paralelos e à direita nicois cruzados).

A tabela com a composição modal das amostras encontra-se no Apêndice B.

3.6.6.1 Alteração com carbonato lamelar + clorita vermiforme + quartzo ± titanita

Esta é uma alteração de ocorrência restrita, também definida pela paragênese carbonato + clorita + quartzo \pm titanita, mas que se difere da descrita acima pelo hábito lamelar do carbonato (*bladed* ou *platy*), pelo hábito vermiforme da clorita e por estar associada espacialmente à alteração argílica (Figura 36) e não à ferruginização.

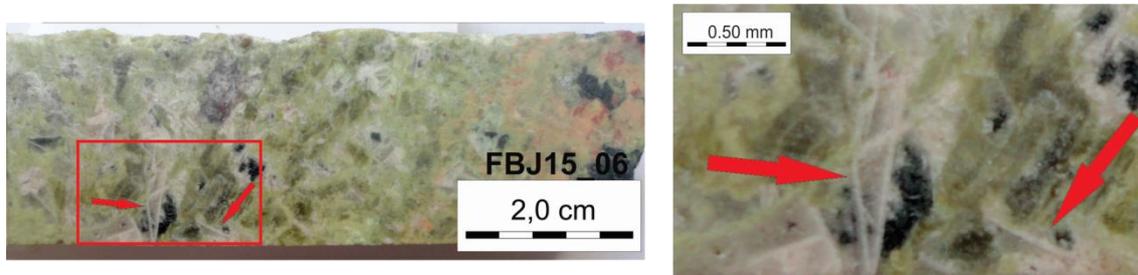


Figura 36 - Aspecto mesoscópico da rocha com carbonato lamelar. As setas vermelhas indicam as lamelas de carbonato observadas em testemunho de sondagem. A direita o detalhe do campo grifado em vermelho.

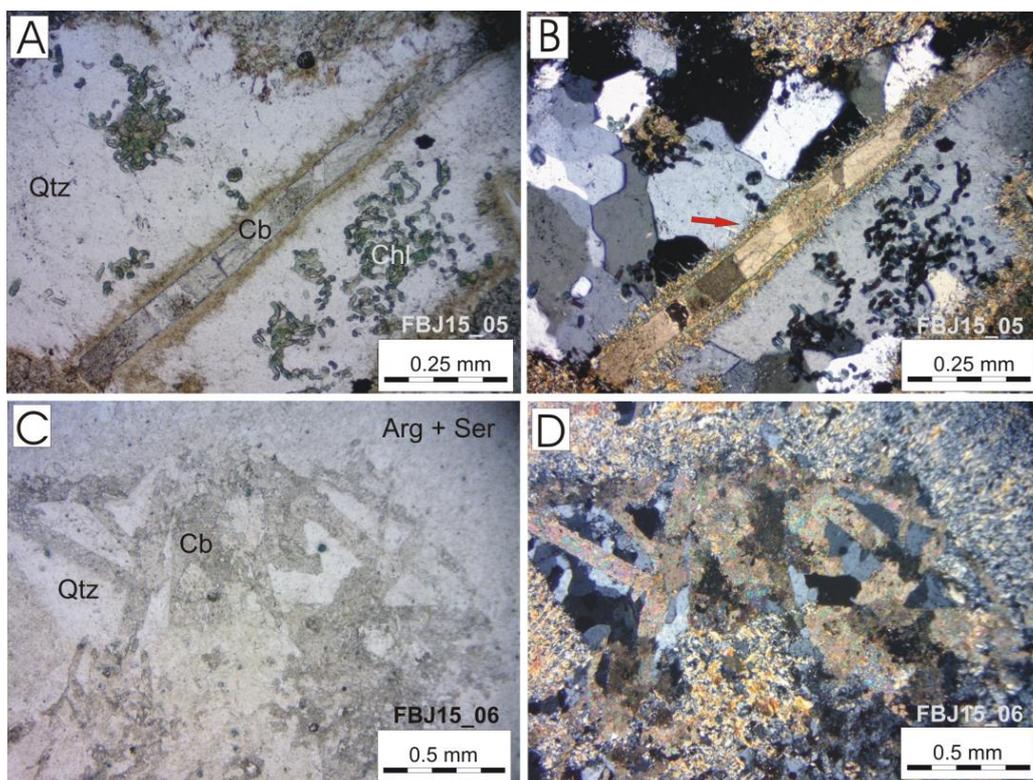


Figura 37 - Fotomicrografia da alteração com carbonato lamelar. (A) Quartzo poligonizado, clorita vermiforme e lamelas de carbonato, (B) Idem A, com nicois cruzados. A seta indica o local de reação entre carbonato e quartzo. (C) Alteração argílica avançando sobre feição acima descrita. (D) Idem C, com nicois cruzados. (Cb - carbonato; Chl - clorita; Qtz - quartzo; Arg - argilomineral; Ser - sericita; em A e C nicois paralelos, em B e D nicois cruzados)

Ao microscópico, são núcleos formados por quartzo poligonal e não raro hexagonal, que são cortados por lamelas de carbonato (Figura 37A e B). Estas

lamelas tem espessura variando entre 0,02 e 0,2 mm e verifica-se que nas bordas das mesmas houve reação do carbonato com quartzo (Figura 37A e B), e clorita vermiforme é inclusa no silicato.

3.6.7 Microbrechas tectônicas

As rochas do Depósito Bom Jesus praticamente não registram deformação significativa. Feições de cisalhamento rúptil, visíveis apenas em escala microscópica e de ocorrência localizada, foram descritas na fácies ISM. Em escala mesoscópica as amostras exibem granulação fina a média, cor cinza escura e aspecto porfirítico, em função da presença de plagioclásio milimétrico e ferruginizado em meio à matriz de clorita fina (Figura 38A, B, C e D). Localmente há microvênulas e orientação preferencial dos minerais próximo aos planos (Figura 38).

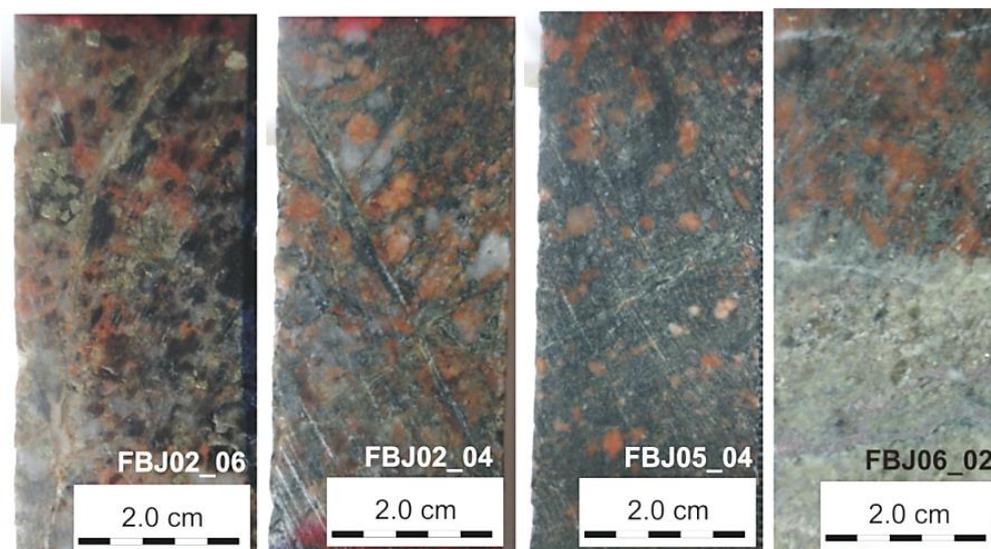


Figura 38 - Aspecto mesoscópico da alteração sobre brechas tectônicas.

Sob o microscópio foram observadas bandas de deformação rúptil com microbrechas de espessura milimétrica a centimétrica. Nas adjacências das zonas deformadas o registro desta deformação é pouco pronunciado. Os minerais ígneos estão preservados e a única modificação observada é verificada nos limites das microbrechas onde há uma matriz clorítica com titanita e epidoto. (Figura 39E e F).

Estas microbrechas se caracterizam por: (i) porfiroclastos de plagioclásio fraturados e escalonados, com pouca ou nenhuma alteração (Figura 39C e D); (ii) quartzo estirado e com extinção ondulante; (iii) biotita, quando presente, cloritizada e/ou com carbonato substituindo suas lamelas; (iv) uma matriz fina de quartzo e feldspato cominuídos. Em algumas rochas a matriz está completamente substituída por clorita \pm carbonato (Figura 39A e B).

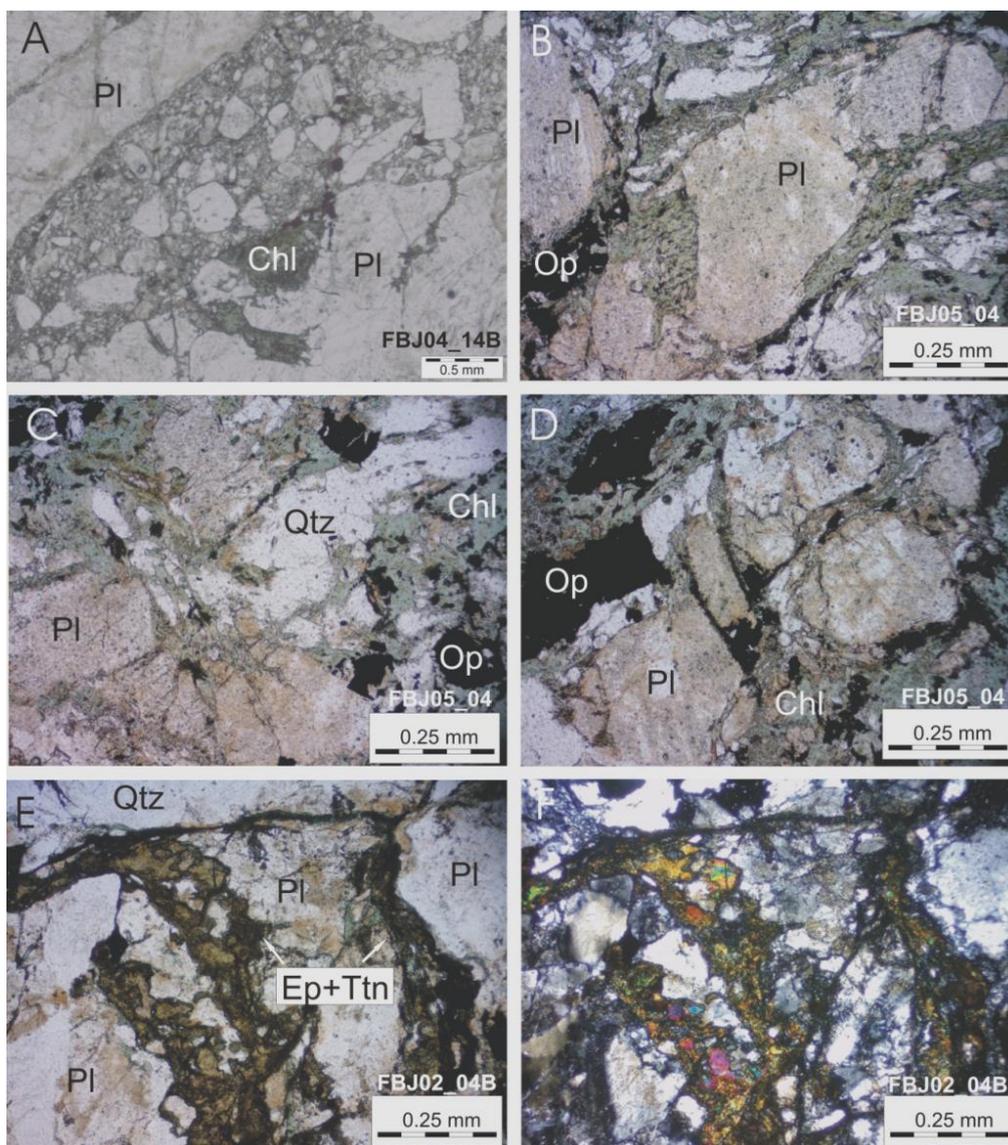


Figura 39 - Fotomicrografia mostrando as microbrechas tectônicas. (A) Pórfiroclastos de feldspato e quartzo arredondados em meio à matriz clorítica. (B,C e D) Plagioclásio fraturado e escalonado. Notar que a clorita substituiu a matriz desta brecha. (E e F) Notar epidoto e titanita na zona cisalhada. (Pl - plagioclásio; Qtz - quartzo; Chl - clorita; Op - opaco; Ep - epidoto; Ttn - titanita; apenas F com nicois cruzados).

A tabela com a composição modal das amostras encontra-se no Apêndice B.

3.6.8 Alteração da biotita

A descrição petrográfica das amostras menos alteradas e das distintas fácies de alteração permitiu constatar que a biotita ígnea passou por diversas fases de reequilíbrio hidrotermal e produtos distintos dos vários tipos de alteração foram preservados.

Nas rochas menos alteradas e ferruginizadas foram observados diferentes padrões de alteração da biotita ígnea, associados à fase tardimagmática e alteração potássica:

- cloritização das bordas do mineral;
- substituição parcial por prehnita (Figura 14C e D, p.56);
- substituição parcial por titanita
- completo reequilíbrio à clorita com acumulação residual de rutilo e/ou de leucoxênio nos planos de clivagem (Figura 14A e B).

A alteração mais extrema é observada na zona argílica, situação em que se observa uma mica branca com acumulação residual de rutilo e/ou leucoxênio (Figura 40 A,B,C e D).

Como este processo de alteração da biotita foi sistematicamente descrito durante a petrografia pode-se resumir a sequência de alteração da biotita desde o protólito até a última fase hidrotermal da seguinte forma:

Biotita titanífera (protólito) → clorita + rutilo + leucoxênio (RMA) → mica branca + rutilo + leucoxênio (alteração argílica).

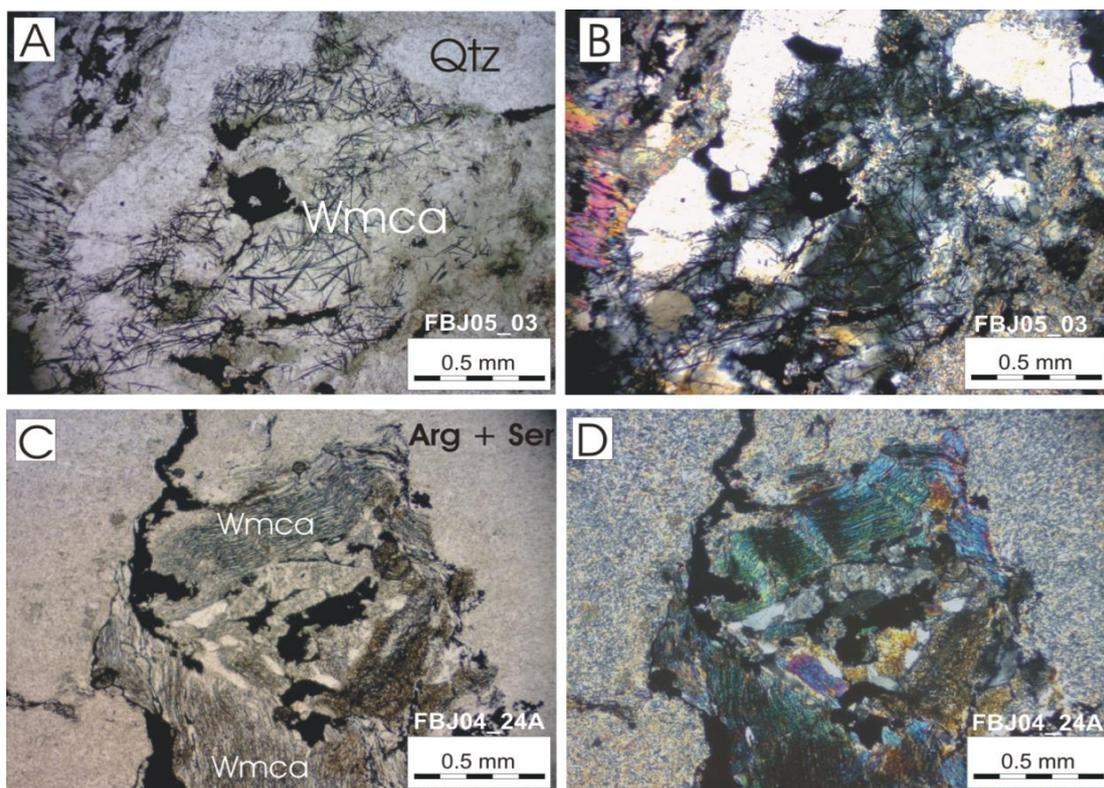


Figura 40 - Fotomicrografia mostrando a mica branca associada à alteração argílica. (A) Seção basal de uma mica contendo acículas de rútilo. (B) Idem A, com nicois cruzados. (C) Mica branca com rutilo ao longo dos planos de clivagem. (D) idem C, com nicois cruzados. (Wmca - mica branca; Qtz - quartzo; Arg - argilominerais; Ser - sericita; em A e C nicois paralelos)

3.7 TIPOLOGIA DOS VEIOS

Veios e vênulas com morfologia e preenchimentos distintos são observados com frequência nas rochas hidrotermalizadas e são pouco frequentes nas RMA. A ordem de grandeza dessas estruturas variam de milimétricas a centimétricas. O principal mineral de preenchimento é a dolomita, que pode estar acompanhada de clorita e sulfetos (veios sulfetados) ou não (veios estéreis). O quartzo não é um mineral comum no preenchimento dos veios.

Os veios podem ter (i) limites difusos (Figura 41A e B), sugerindo que houve reação entre o fluido do veio e a encaixante ou (ii) ou limites abruptos (Figura 41C, D, E e F).

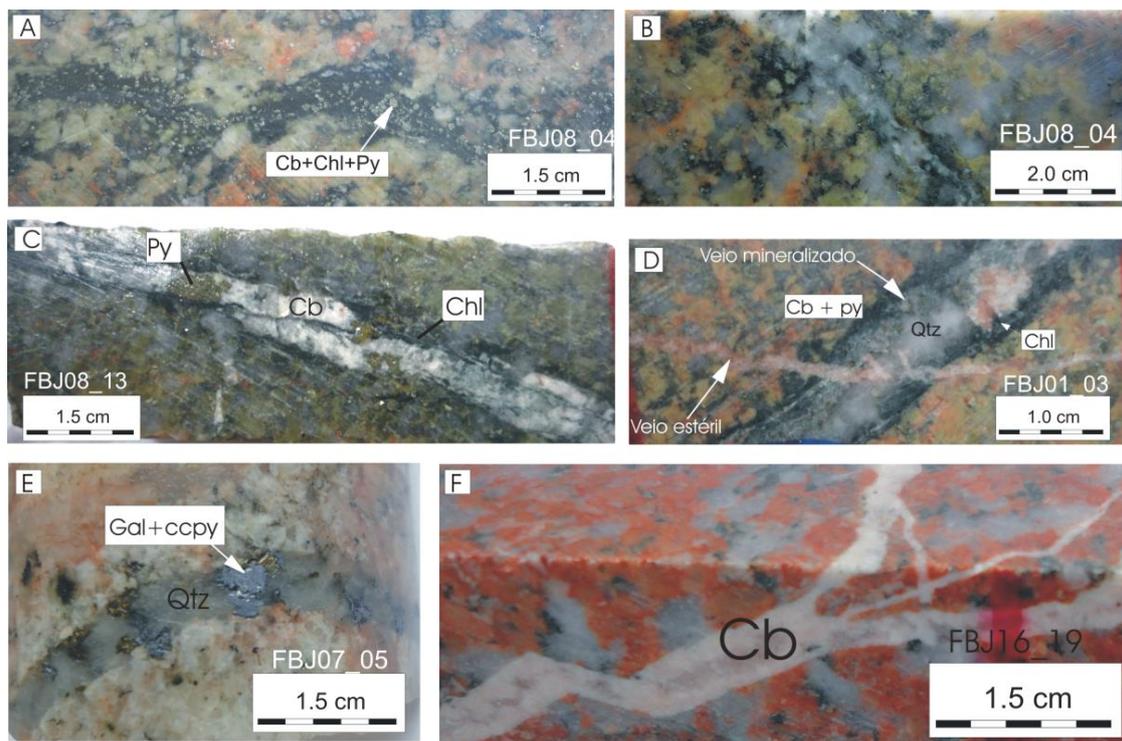


Figura 41 - Diferentes tipos e preenchimentos dos veios observados no depósito Bom Jesus (Cb - carbonato; Chl - clorita; Py - pirita; Qtz - quartzo; Gal - galena; Ccpy - calcopirita).

Os veios sulfetados são preenchidos por dolomita + clorita \pm pirita \pm esfalerita e se associam espacialmente à alteração argílica. A clorita se dispõe nas bordas destas estruturas (Figura 41 C e D). O sulfeto mais frequente é a pirita, a qual possui inclusões de galena, esfalerita e calcopirita. A esfalerita livre tem ocorrência subordinada nas vênulas e suas características já foram mencionadas no item 3.6.4 (Figura 28E e F, p. 67).

As vênulas preenchidas por quartzo são raras (Figura 41E) e se associam à fase pegmatítica. Estas contêm cristais de molibdenita (Figura 22), galena, esfalerita e calcopirita sob a forma de minerais livres (Figura 21A), além de configurar a única situação em que foi identificado ouro livre (Figura 21B).

Os veios não sulfetados, em geral cortam as rochas ferruginizadas e apresentam limites bem definidos. São preenchidos exclusivamente por dolomita e podem apresentar minerais com crescimento perpendicular à parede dos veios.

3.8 DIAGRAMAS TRIANGULARES COM BASE NA MODA

Para sintetizar as informações deste capítulo foram confeccionados diagramas ternários, a partir da moda dos minerais ígneos e hidrotermais (Apêndice B). Os diagramas separam os diferentes tipos de alteração hidrotermal, assim como mostram algumas tendências de comportamento diferentes entre os grupos de alteração.

O primeiro diagrama utilizado foi quartzo-feldspato K-plagioclásio (Figura 43A), no qual se observa a individualização dos diferentes grupos de rochas, com exceção da alteração Cb-Chl-Qtz. As RMA e as ferruginizadas exibem certa sobreposição em sua distribuição, o que era esperado, tendo em vista as características petrográficas semelhantes de ambas. Este foi o único diagrama capaz de agrupar aplitos e pegmatitos, tendo em vista sua composição quartzo-feldspática (microclínio).

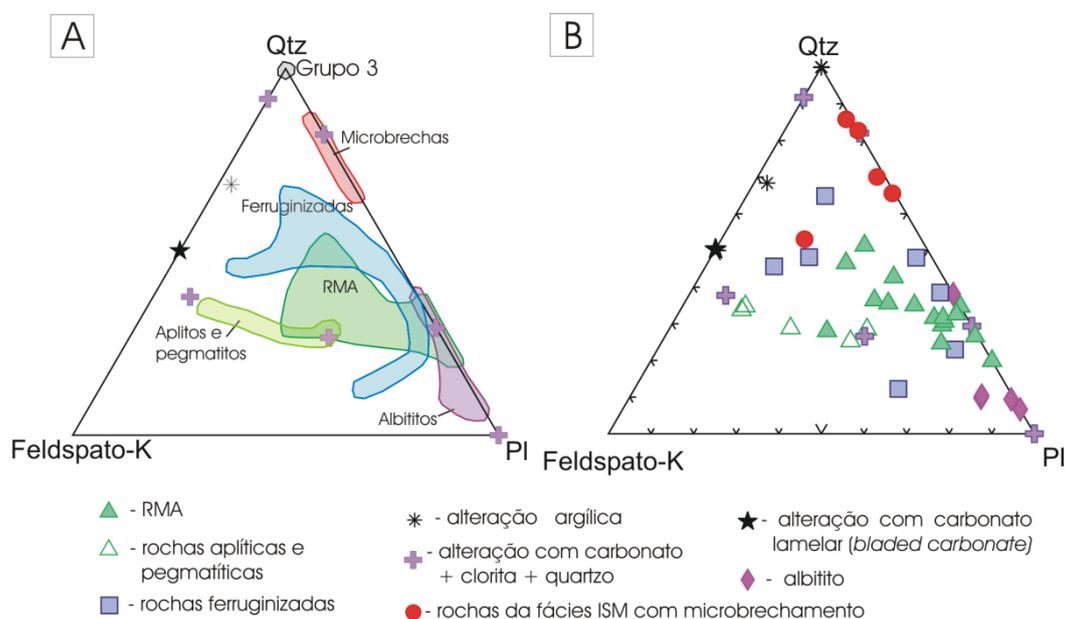


Figura 42 - Diagrama quartzo-feldspato K-plagioclásio. (A) Individualização das diferentes alterações, com exceção das amostras da alteração Cb-Chl-Qtz. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Qtz - quartzo; PI - plagioclásio)

A alteração argílica tende se concentrar no vértice do quartzo, uma vez que a paragênese que define esta alteração é composta quase que exclusivamente por minerais hidrotermais. Esta alteração é melhor representada quando o vértice do microclínio é substituído por sericita,

conforme ilustrado na Figura 43. Há sericitização progressiva desde as RMA até a alteração argílica, sobreposta à aresta quartzo-sericita. A sobreposição da alteração sódica com a aresta quartzo-plagioclásio ressalta a ausência de alteração no plagioclásio nestas rochas.

Este diagrama ilustra também a argilização mais intensa do plagioclásio das rochas ferruginizadas, em relação às RMA. O deslocamento das amostras em direção ao vértice da sericita ilustra e corrobora esta observação feita na petrografia.

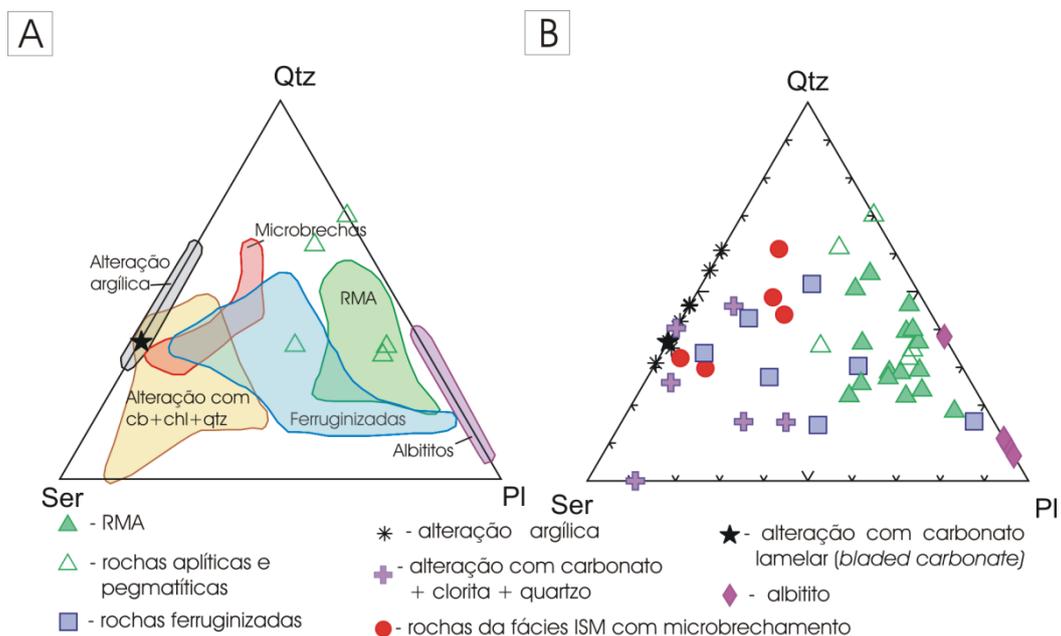


Figura 43 - Diagramas quartzo-sericita-plagioclásio. (A) Tendência à sericitização das rochas desde as RMA até a alteração argílica. A alteração sódica se sobrepõe à aresta quartzo-plagioclásio, ressaltando a ausência da alteração do plagioclásio nessas rochas. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Qtz - quartzo; PI - plagioclásio; Ser - sericita).

O diagrama plagioclásio-clorita-carbonato (Figura 44A), com a moda do plagioclásio diluída 10 vezes, individualiza as alterações sem dispersões significativas. A sobreposição da alteração argílica com a aresta clorita-carbonato não significa que há clorita na moda destas rochas, mas sim, a ausência de plagioclásio. O fato de haver o agrupamento da alteração Cb-Chl-Qtz no meio da aresta carbonato-clorita sugere equilíbrio na quantidade destes dois minerais na paragênese.

A fácies ISM com microbrecha mostra pequeno agrupamento próximo ao vértice da clorita e representa as microbrechas com clorita na matriz. Já as

duas amostras não agrupadas, no vértice plagioclásio-carbonato são de microbrechas, cuja matriz é formada por minerais da própria rocha cominuídos.

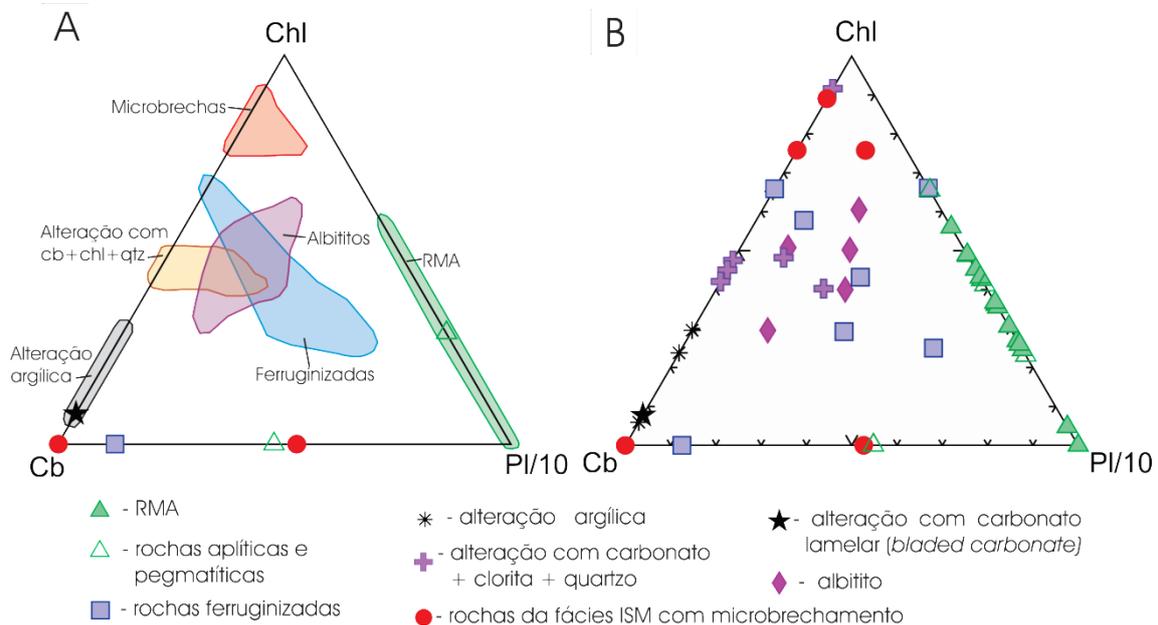


Figura 44 - Diagrama clorita-plagioclásio-carbonato. (A) Individualização sem dispersão significativa das alterações onde há predominância de minerais hidrotermais. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (PI - plagioclásio; Ser - sericita; Chl - clorita Qtz - quartzo)

Características importantes são vistas no diagrama (titanita+rutilo+leucóxênio)-opaco-quartzo (Figura 45), com a moda do quartzo diluída em 10 vezes. Considerou-se em um dos vértices a soma das modas dos distintos minerais com titânio, dada a ampla ocorrência destes.

A alteração argílica apresenta um aumento na moda dos minerais opacos, em relação às RMA (Figura 45), refletindo a associação da mineralização com esta alteração. Uma observação importante em relação à alteração Cb-Chl-Qtz é que esta não possui opacos associados, como indicado pela sobreposição da alteração com o vértice dos minerais de titânio-quartzo.

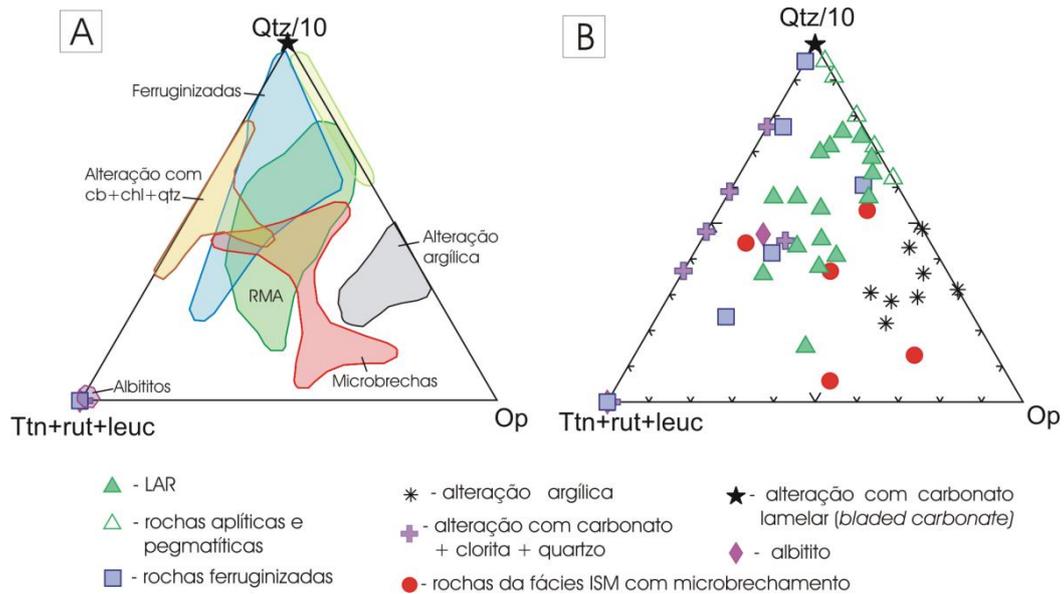


Figura 45 - Diagrama titanita+rutilo+leucocoxênio-opaco-quartzo/10. (A) Notar que a moda de opacos na alteração argílica é maior que nas RMA e que a alteração Cb-Chl-Qtz não apresenta minerais opacos, apenas titanita. As amostras não agrupadas estão identificadas. (B) Distribuição de todas as amostras. (Qtz - quartzo; Op - opaco; Ttn - titanita; Rt - rutilo; Leuc - leucocoxênio).

A ampla distribuição das RMA e das rochas ferruginizadas reflete a variação na presença de minerais opacos de origem ígnea e também da paragênese hidrotermal titanita+opaco. Da mesma forma, as microbrechas observadas na fácies ISM também remetem a variações composicionais, sobretudo a assimilação de enclaves dioríticos que aumentou a participação da magnetita na moda destas rochas.

4 LITOGEOQUÍMICA

4.1 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MENOS ALTERADAS

Foram analisadas 10 amostras de RMA (Tabela 7), cujos teores de sílica, para as fácies mineralizadas, variam entre 64 e 73%, denotando o caráter ácido destas rochas.

Tabela 7 - Composição química das RMA do depósito Bom Jesus.

FÁCIES AMOSTRA		Continua...									
		ISG FBJ12_06	ISG FBJ13_01	ISM FBJ16_08	ISM FBJ16_07	ISM FBJ05_02	IM FBJ16_09	IM FBJ07_01	APLITO FBJ12_03	APLITO FBJ12_05	APLITO FBJ15_02
SiO ₂	%	65,72	69,48	71,20	63,78	64,74	71,49	72,41	73,32	74,29	75,41
Al ₂ O ₃	%	14,85	14,70	14,28	16,10	16,06	14,67	14,13	13,56	13,10	13,35
Fe ₂ O ₃	%	4,83	3,11	2,41	4,62	4,41	1,88	1,99	1,07	0,48	0,27
MgO	%	1,23	0,65	0,69	2,00	1,73	0,52	0,55	0,30	0,18	0,07
CaO	%	2,96	2,24	2,00	3,97	4,37	2,14	1,82	0,90	0,73	0,80
Na ₂ O	%	3,46	4,00	4,05	4,25	4,50	3,90	4,32	2,72	2,05	3,58
K ₂ O	%	4,21	3,89	3,26	2,06	2,07	3,90	3,08	6,76	7,72	5,49
TiO ₂	%	0,82	0,52	0,32	0,55	0,59	0,25	0,27	0,14	0,05	0,04
P ₂ O ₅	%	0,25	0,13	0,09	0,15	0,14	0,06	0,05	0,07	<0,01	0,04
MnO	%	0,07	0,05	0,05	0,08	0,07	0,02	0,04	0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	<0,002	<0,002	0,004	0,003	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Ni	ppm	<20	<20	25	32	35	21	32	<20	27	27
Sc	ppm	11	7	5	11	12	1	5	1	1	1
LOI	%	1,1	0,8	1,4	2,1	1,0	0,8	1,0	0,8	1,1	0,8
Sum	%	99,53	99,62	99,71	99,66	99,67	99,65	99,70	99,71	99,70	99,83
Ba	ppm	1548	941	821	629	500	1359	577	566	956	268
Be	ppm	<1	<1	2	1	3	<1	2	<1	<1	<1
Co	ppm	123,1	130,0	100,5	132,6	114,4	109,2	138,2	171,0	157,0	118,5
Cs	ppm	1,8	1,6	0,8	1,0	1,8	2,3	0,7	1,8	1,1	1,3
Ga	ppm	19,0	19,1	16,5	18,8	19,3	14,6	16,6	13,2	13,5	13,5
Hf	ppm	10,3	7,7	4,2	4,0	4,1	3,7	3,8	3,7	3,7	1,5
Nb	ppm	13,8	17,4	6,1	5,5	13,4	2,5	6,3	11,8	1,5	2,6
Rb	ppm	107,6	101,5	79,4	51,0	57,9	81,9	84,3	119,5	165,0	122,7
Sn	ppm	<1	2	1	<1	2	1	6	<1	<1	<1
Sr	ppm	376,9	267,6	350,4	510,2	449,3	412,0	343,8	167,3	180,4	146,2
Ta	ppm	0,7	1,9	0,9	0,6	1,8	0,6	1,3	1,1	0,9	0,7
Th	ppm	13,4	22,6	17,3	2,6	19,6	7,4	14,2	25,3	4,7	5,0
U	ppm	1,7	2,9	2,2	0,6	2,8	1,0	2,3	6,3	2,3	3,2
V	ppm	51	30	18	61	74	13	16	<8	<8	<8
W	ppm	841,0	920,4	760,4	896,9	766,5	823,0	996,4	1112,6	1076,5	843,9
Zr	ppm	403,0	275,3	142,6	137,0	153,2	116,6	121,4	101,7	74,6	37,6
Y	ppm	25,8	33,4	10,5	12,7	30,1	3,7	13,6	54,3	3,8	13,9
La	ppm	84,4	104,9	30,3	19,4	68,0	23,0	32,2	36,5	3,4	6,9
Ce	ppm	161,2	191,1	56,1	39,5	134,0	38,9	65,9	77,1	6,2	15,0
Pr	ppm	16,79	20,02	6,04	5,06	14,81	3,87	6,86	8,86	0,69	1,65
Nd	ppm	61,2	69,8	23,4	21,1	53,7	12,9	24,5	33,6	3,0	6,4
Sm	ppm	10,04	10,76	3,45	4,07	9,60	1,74	4,66	8,06	0,75	1,66
Eu	ppm	1,96	1,57	0,93	1,01	1,60	0,90	0,78	0,90	0,79	0,35
Gd	ppm	8,31	8,12	2,76	3,25	7,30	1,35	3,55	7,87	0,68	1,76
Tb	ppm	1,05	1,12	0,35	0,47	1,06	0,13	0,50	1,42	0,11	0,33
Dy	ppm	5,35	6,74	1,63	2,54	5,65	0,70	2,71	9,03	0,72	2,00
Ho	ppm	1,11	1,20	0,37	0,56	1,18	0,13	0,56	1,87	0,15	0,47
Er	ppm	2,86	3,54	0,98	1,54	3,31	0,40	1,33	5,83	0,44	1,40
Tm	ppm	0,38	0,50	0,18	0,23	0,49	0,05	0,24	0,87	0,06	0,25
Yb	ppm	2,00	3,04	1,09	1,35	2,98	0,42	1,27	5,87	0,44	1,74

FÁCIES AMOSTRA											conclusão
		ISG FBJ12_06	ISG FBJ13_01	ISM FBJ16_08	ISM FBJ16_07	ISM FBJ05_02	IM FBJ16_09	IM FBJ07_01	APLITO FBJ12_03	APLITO FBJ12_05	APLITO FBJ15_02
Lu	ppm	0,34	0,45	0,19	0,20	0,43	0,08	0,22	0,81	0,07	0,26
TOT/C	%	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05	0,12	0,06
TOT/S	%	0,04	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2
Cu	ppm	12,1	1,7	12,9	17,3	2,5	2,2	1,2	1,6	5,1	0,8
Pb	ppm	7,2	9,8	9,6	4,4	7,0	4,6	8,0	9,6	9,5	6,6
Zn	ppm	63	51	44	56	56	25	30	16	7	5
Ni	ppm	13,8	12,3	21,4	27,6	22,9	22,4	26,8	13,1	26,1	19,8
As	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1
Au	ppm	1,7	0,5	1,7	<0,5	7,9	<0,5	4,3	15,1	1,4	1,5
Hg	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,3	0,1	0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Os diagramas de Harker (Figura 46) mostram que com o incremento da sílica há diminuição de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 e P_2O_5 . Dentre os elementos maiores apenas o K_2O aumenta em rochas mais ricas em sílica. O comportamento dos elementos-traço é variado. Tálcio, bário, rubídio e estrôncio mostram correlação negativa com a sílica, enquanto o zircônio correlação positiva. Algumas amostras de elementos-traço estão deslocadas em relação aos *trends* principais. Ítrio, lantânio e lutécio não possuem tendência definida.

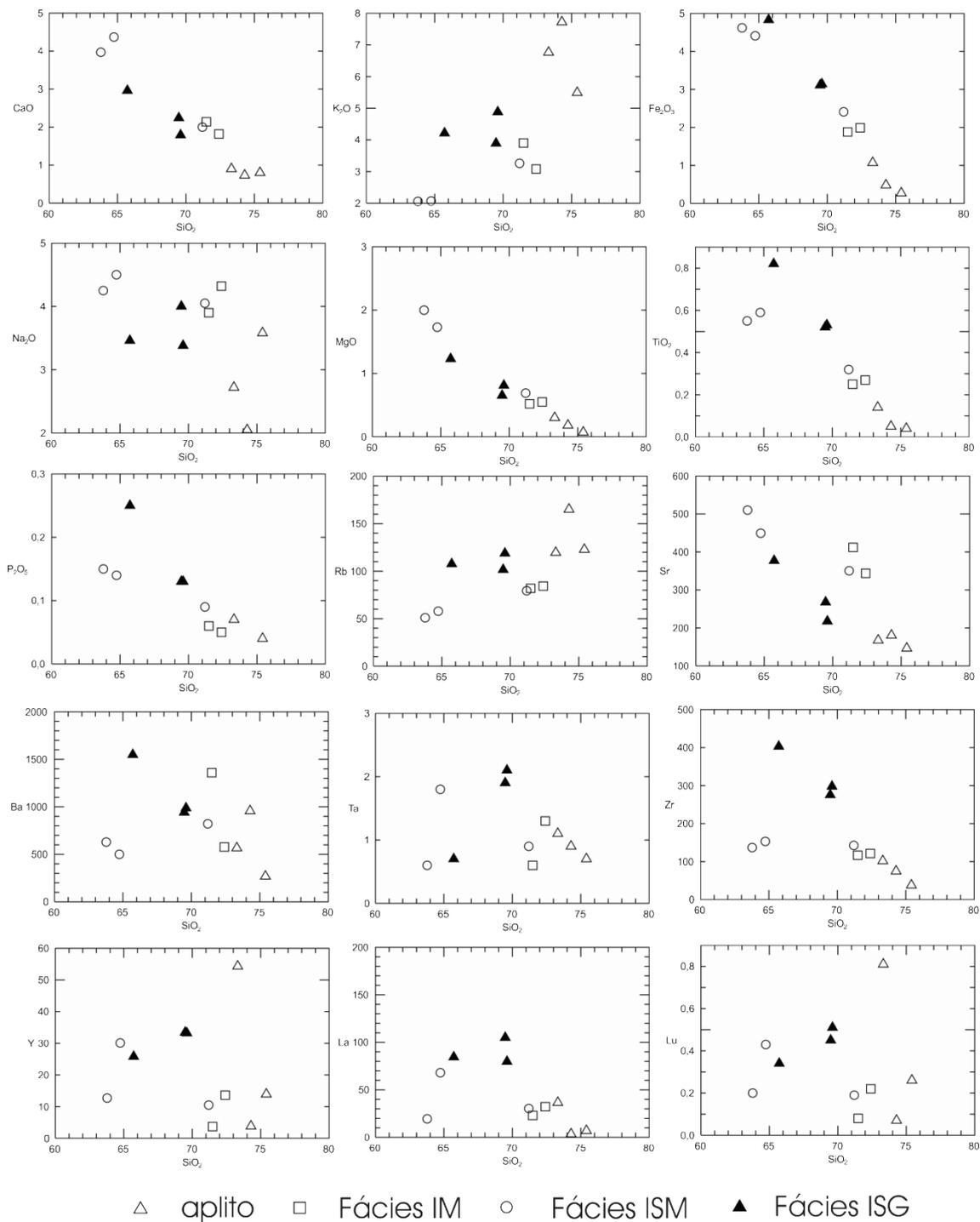


Figura 46 - Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores, menores e traços das RMA do depósito Bom Jesus.

Os padrões de ETR das RMA para as fácies IM, ISG e ISM (Figura 47), quando normalizados em relação ao condrito de Sun e McDonough (1989), são semelhantes entre si. As amostras são ricas em ETR leves relativamente aos

ETR pesados ($La_N/Yb_N = 17,2 - 37,1$). Há valores de La cem a quatrocentas vezes o valor do condrito, ao passo que os valores de Gd e Lu são duas a vinte vezes maiores que os do condrito. As anomalias negativas de európio são moderadas ($Eu/Eu^* = 0,49 - 0,89$), com exceção da amostra FBJ16_09, que apresenta anomalia positiva de európio ($Eu/Eu^* = 1,73$). Esta amostra apresenta-se menos enriquecida em ETR pesados.

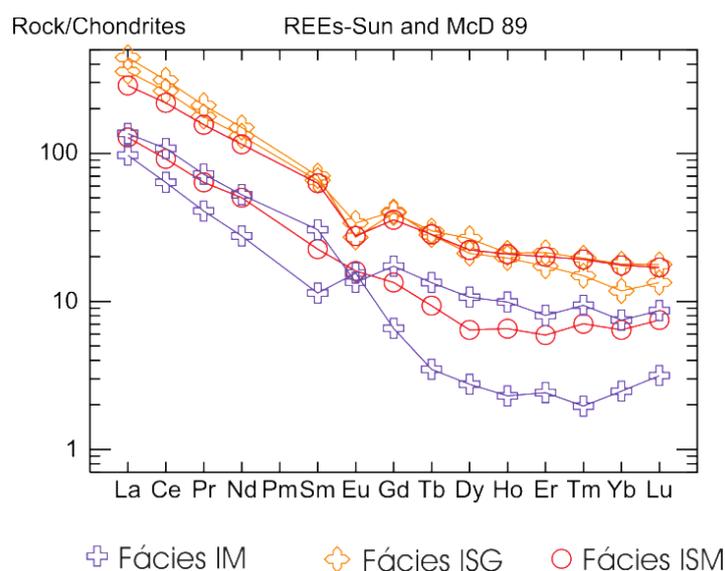


Figura 47 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as diferentes fácies de RMA. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).

As curvas da fácies ISG e ISM mostram padrões de enriquecimento de ETR leves e pesados similares e fracas anomalias negativas de Eu. O aumento do teor de sílica é acompanhado pela diminuição de ETR.

Em relação ao índice de alumina-saturação total (IAS_T) (MANIAR e PICCOLI, 1989) as rochas estudadas têm assinatura fracamente peraluminosa a metaluminosa (Figura 48). Os minerais observados também traduzem estes índices, uma vez que nas fácies IM e nos aplitos, cujo $IAS_T > 1$, o anfibólio está ausente, enquanto nas fácies ISG e ISM este mineral pode chegar a 7% da composição modal. O mesmo é válido para o epidoto, exclusivo das rochas metaluminosas e para titanita primária com ocorrência restrita na fácies IM.

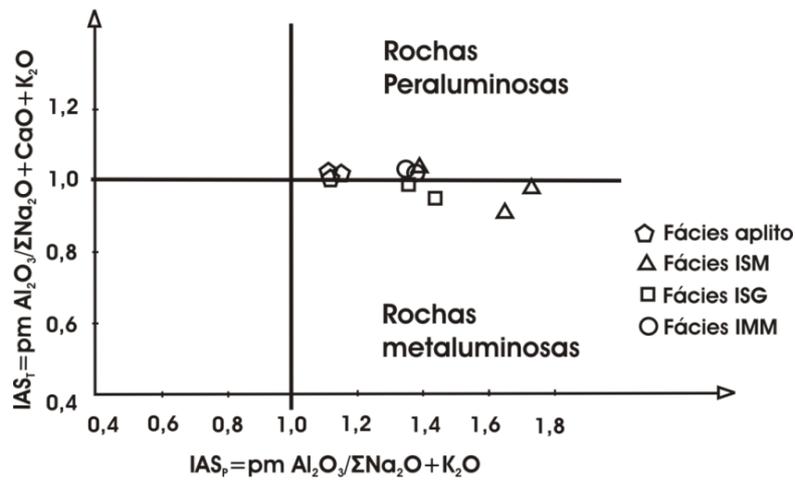


Figura 48 - Valores de alumina-saturação calculados para as RMA e plotados no Diagrama de Shand (MANIAR e PICCOLI, 1989). IAS_T e IAS_P – Índice de alumina-saturação total e parcial, respectivamente.

A composição modal das RMA mostra no diagrama de Lameyre e Bowden (1982) um *trend* no campo dos tonalitos e granodioritos, compatível com o dos granitoides cálcioalcalinos trondhjêmíticos (Figura 49). Tendo em vista os teores de potássio superiores a 2%, esta série será classificada tão somente como cálcioalcalina trondhjêmítica, conforme sugerido por Lameyre e Bowden (1982).

Em relação ao ambiente de formação destas rochas os diagramas discriminantes Rb *versus* (Y + Nb) e Nb *versus* Y (Figura 50) propostos por Pearce *et al.* (1984) mostram que estes são granitos de arco vulcânico.

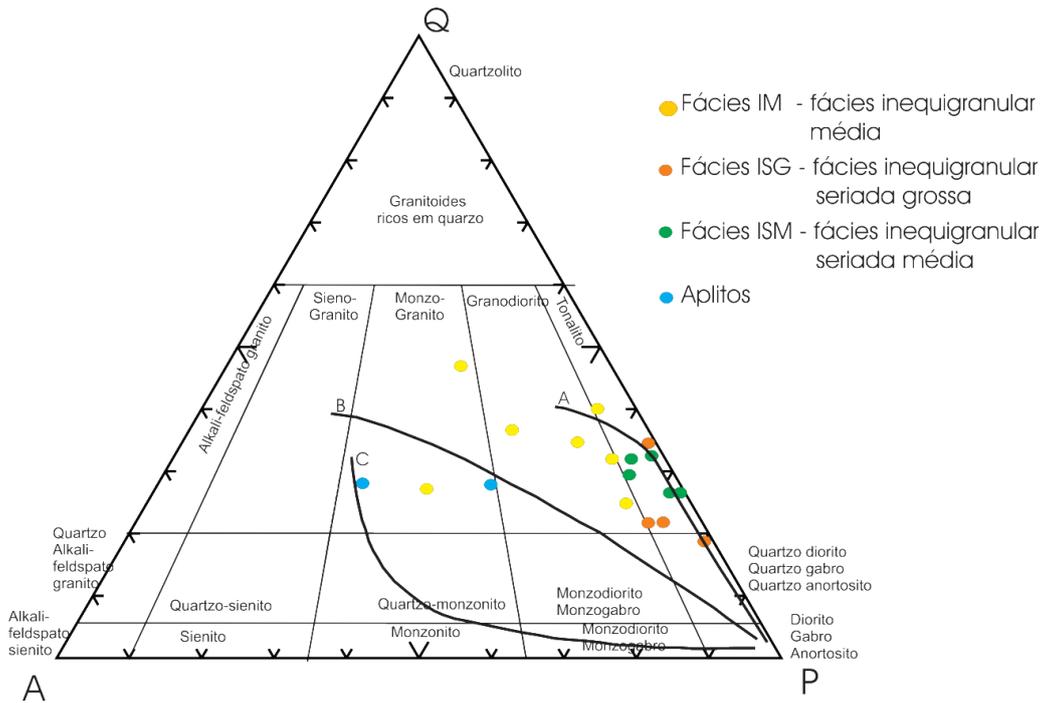


Figura 49 - Classificação modal, no diagrama QAP de Le Maitre (2002), das RMA. No mesmo diagrama observam-se os *trends* principais das rochas cálcioalcalinas definidos por Lameyre e Bowden (1982): (A) série cálcioalcalina trondjemítica (baixo K); (B) série cálcioalcalina granodiorítica (médio K); (C) série cálcioalcalina monzonítica (alto K).

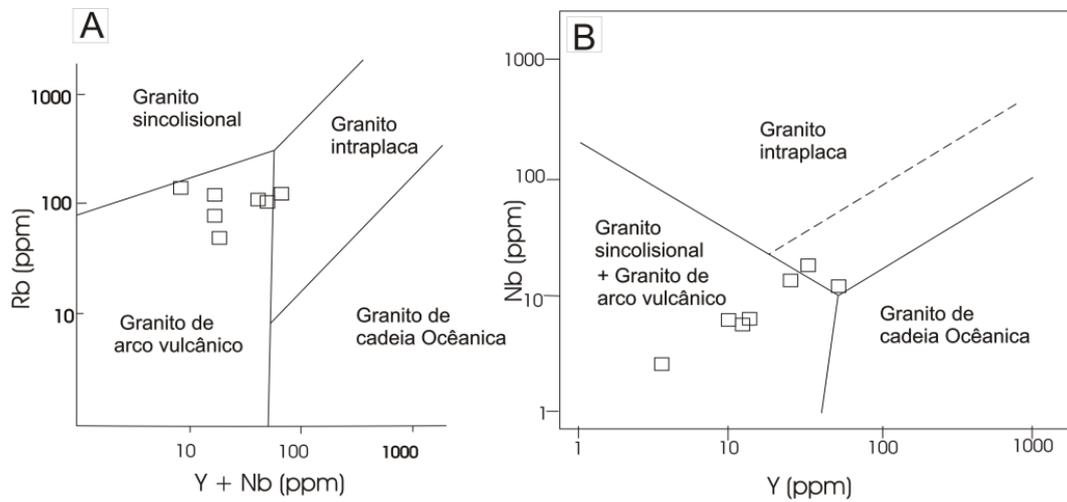


Figura 50 - Diagramas discriminantes de ambiente Rb versus (Y + Nb) e Nb versus Y (Pearce et al., 1984).

4.2 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS HIDROTERMALIZADAS

As rochas consideradas hidrotermalizadas apresentam variações na composição química, em relação às menos alteradas, principalmente no que diz respeito aos elementos calcófilos, enxofre total, perda ao fogo e as concentrações de K_2O , Fe_2O_3 , SiO_2 e Na_2O .

Para avaliar com segurança a variação na concentração dos elementos químicos imposta pelo sistema hidrotermal foi necessário primeiramente verificar a mobilidade dos mesmos. Usando os procedimentos descritos por MacLean e Kranidiotis (1987) e MacLean e Barret (1993) alguns pares de elementos foram testados, assumindo a premissa de que o zircônio permanece imóvel, conforme proposto. A distribuição dos teores de Al_2O_3 , TiO_2 , Nb, Y, MgO, Fe_2O_3 e SiO_2 versus Zr pode ser observada na Figura 51, e os índices de correlação calculados para as retas ajustadas podem ser observados na Tabela 8.

Tabela 8 - Coeficientes de correlação obtidos para os pares de elementos químicos calculados com base nas retas da Figura 51.

	Fácies ISG	Fácies IM	Fácies ISM
Al_2O_3 - Zr	0,206	0,4082	0,064
TiO_2 - Zr	0,971	0,711	0,951
Nb - Zr	0,543	0,113	0,519
Y - Zr	0,009	0,010	0,064
MgO - Zr	0,594	0,477	0,684
Fe_2O_3 - Zr	0,020	0,569	0,849
SiO_2 - Zr	0,146	0,412	0,316

Segundo a metodologia proposta por MacLean e Kranidiotis (1987) os elementos imóveis mostram um índice de correlação (r) superior a 0,90 e as retas ajustadas passam pela origem. O único par com coeficientes de correlação elevado foi o TiO_2 -Zr. Entretanto, a linha de regressão da fácies ISM (r= 0,951) não passa pela origem, e a fácies IM, cuja linha tende a origem, apresentou um baixo índice de correlação. Apenas a fácies ISG atende as duas premissas, mas a petrografia revela a presença de titanita hidrotermal. Os demais pares apresentaram comportamentos variados, sem ajuste linear de

retas ou as mesmas quando ajustadas não se aproximam da origem (Figura 51), sugerindo, segundo o método, mobilidade de pelo menos um dos elementos do par testado.

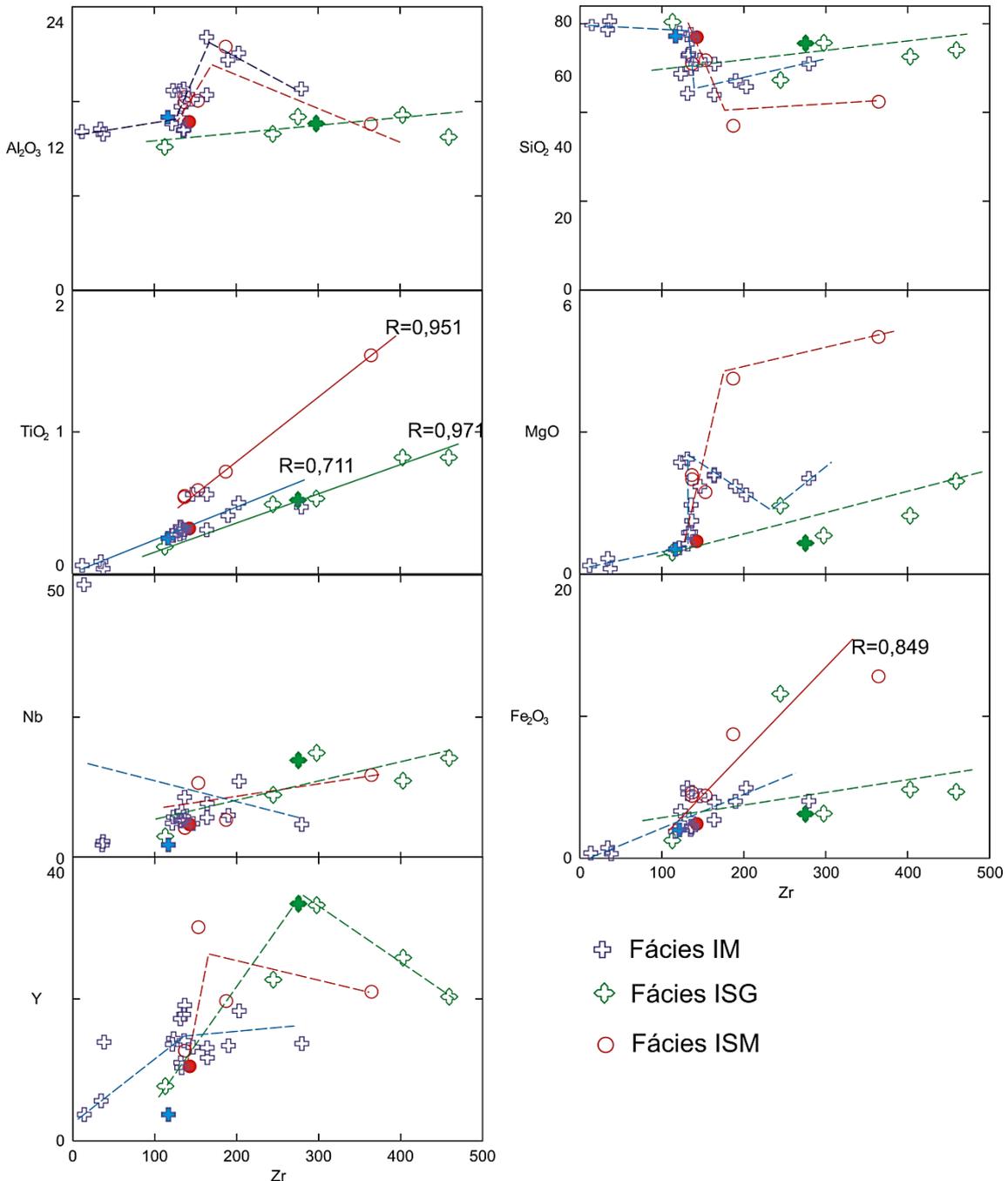


Figura 51 – Diagramas de variação usando o Zr como elemento discriminante. Os valores exibidos são os coeficientes de correlação. As linhas de regressão somente foram desenhadas para o TiO_2 e para o Fe_2O_3 na fácies ISG. Para o Al_2O_3 , SiO_2 , MgO, Nb, Fe_2O_3 e Y os dados somente indicam os *trends* de alteração. Os símbolos cheios representam a composição dos protólitos de cada fácies.

Tendo em vista que a distribuição dos elementos maiores e traço *versus* TiO_2 ou *versus* Zr é semelhante, optou-se por assumir que o óxido de titânio foi imóvel. Diagramas de variação usando este elemento como discriminante indicam a mobilidade das demais substâncias, uma vez que há suporte petrográfico passível de ser usado na interpretação dos dados, sobretudo para o titânio.

Os diagramas de variação de elementos maiores *versus* TiO_2 sugerem mobilidade, com aumento ou diminuição da concentração de algumas substâncias, em relação à composição dos protólitos (Figura 52), enquanto o óxido de titânio permaneceu imóvel. Este comportamento se traduz através de *trends* lineares, partindo da composição dos protólitos em direção à alteração pervasiva. Isto pode ser observado nos diagramas de variação da sílica, alumina, óxido de sódio, óxido de potássio e perda ao fogo (Figura 52). Algumas amostras aparecem deslocadas em relação ao *trend* de alteração, sendo que estas apresentam minerais contendo titânio na estrutura (titanita, rutilo e/ou leucoxênio), como integrantes da paragêneses de alteração.

O comportamento da sílica e do óxido de sódio mostra diminuição da concentração em relação ao protólito, indicando mobilidade associada à possível lixiviação destas substâncias. Contudo, um comportamento inverso foi observado em relação à alteração sódica, associada à fácies IM, para a qual há incremento do sódio. Em relação ao óxido de potássio, a alumina e a perda ao fogo há aumento na concentração dos elementos, em proporções variadas para as diferentes fácies. A única exceção é o *trend* de concentração da alumina, para a fácies ISG, que diminui em relação à composição do protólito.

O óxido de magnésio e o ferro total – Fe_2O_3 (Figura 53) têm ajuste linear similar para as fácies ISG (Fe_2O_3 $r=0,998$) e ISM (MgO $r=0,970$ e Fe_2O_3 $r=0,997$), com aumento dos teores desses óxidos apenas para amostras da alteração argílica, as quais estão deslocadas em relação ao *trend* de alteração. Isto sugere que ambas as substâncias foram pouco móveis nas fácies ISM e ISG, com uma maior mobilidade associada ao ganho destas na alteração argílica. A fácies IM apresenta *trends* retilíneos tanto para o óxido de magnésio,

quanto para o ferro total – Fe_2O_3 , sugerindo mobilidade e aumento da concentração dessas duas substâncias.

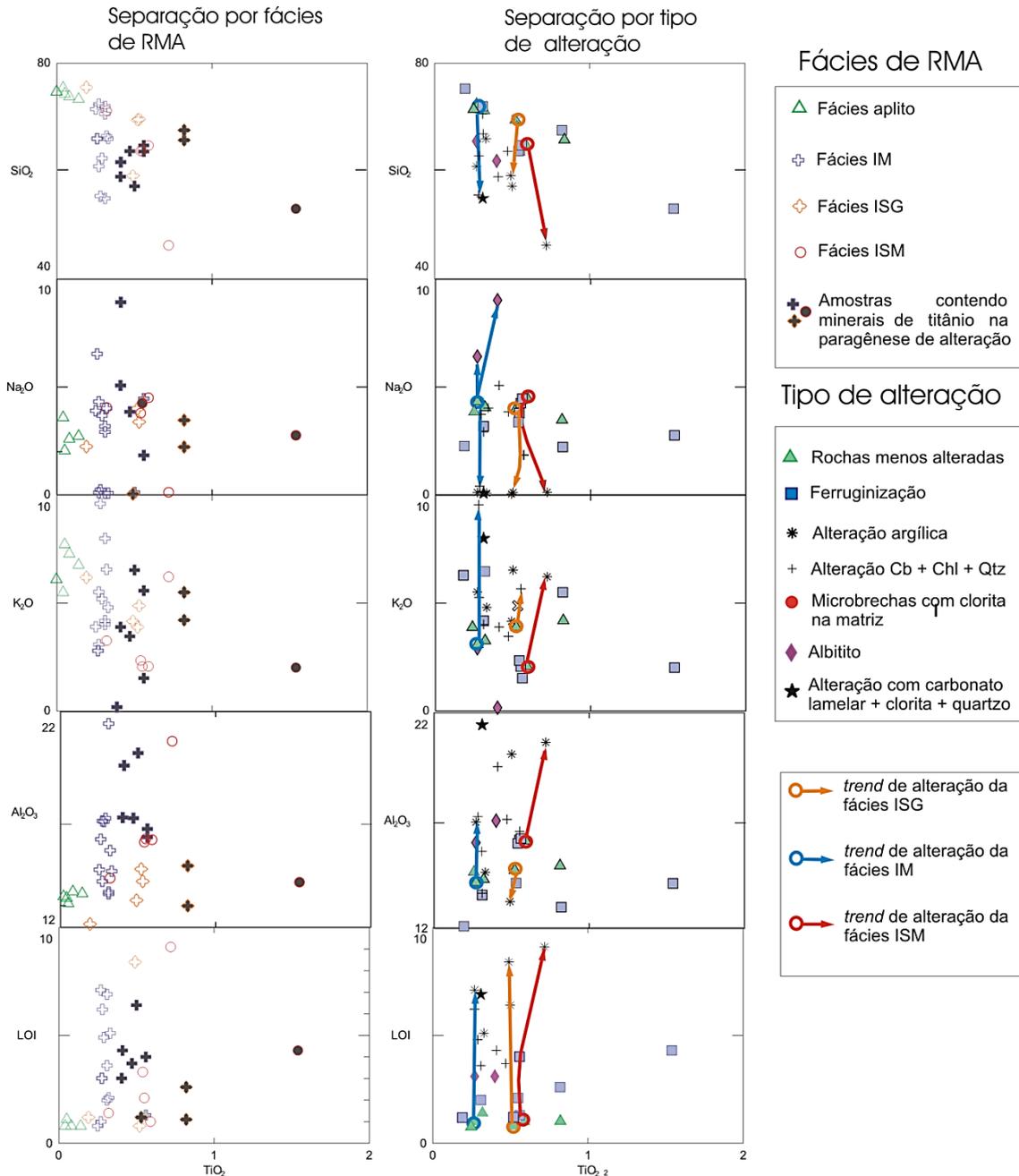


Figura 52 - Diagramas de variação usando o titânio como discriminante, mostrando as substâncias com elevada mobilidade. Notar a verticalidade dos trends de alteração, ressaltando a imobilidade do TiO_2 em relação à alteração hidrotermal.

O óxido de fósforo (Figura 53) mostra um ótimo ajuste linear, para todas as fácies, sem o deslocamento relativo à alteração argílica observado para outras substâncias, sugerindo imobilidade.

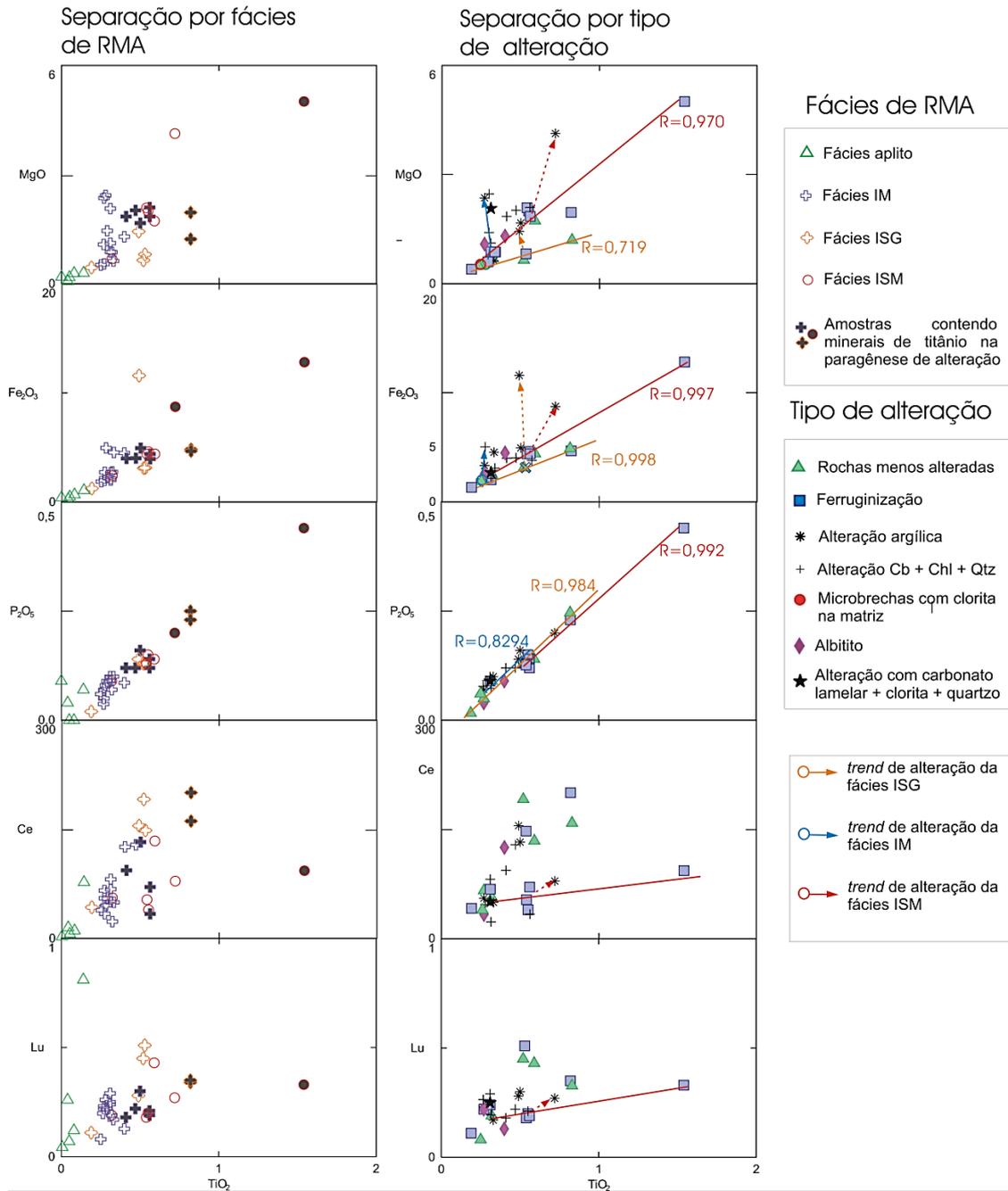


Figura 53 - Diagramas de variação usando o TiO_2 como discriminante. Os elementos mostram uma correlação positiva com o TiO_2 .

Os ETR apresentam dispersão dos dados (Figura 53), tanto para os leves representados pelo Ce, quanto para os pesados representados pelo Lu. O ajuste de linhas de alteração só foi possível para a fácies ISG, mas a mesma tende à horizontalidade e não se aproxima da origem.

4.3 RAZÕES ENTRE ELEMENTOS

A razão entre as principais substâncias químicas envolvidas nos processos hidrotermais foi calculada, com o intuito de verificar a mobilidade indicada pelos diagramas de variação. Os valores da média, mínimo, máximo e desvio padrão se encontram na Tabela 9, os valores em negrito representam desvios padrão de até 10% em relação à média.

O que se observa é que os mesmo pares que apresentaram elevado índice de correlação ($r > 0,90$) nos diagramas de variação (Figura 53) $\text{TiO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$, $\text{TiO}_2:\text{MgO}$, $\text{TiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$ foram os que apresentam os menores valores de desvio padrão em relação à média, assim como as razões $\text{MgO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$. As quatro últimas razões apresentadas na tabela foram calculadas considerando elementos cuja afinidade química é conhecida e quase todos os valores desviam-se menos de 10% em relação à média.

Dentre os óxidos de elementos maiores as razões obtidas entre a sílica e a alumina foram as que apresentaram os menores desvios. Quando a razão dos demais óxidos foi calculada em relação a estes dois, os elementos que se mostraram mais móveis foram o cálcio, o sódio e o magnésio, seguidos do ferro e do potássio.

As razões entre óxidos de Mg, Na, Ca, e Ti pela da sílica apresentam valores de desvio padrão elevados sugerindo que houve mobilidade destes óxidos em relação a sílica ou de ambos. Já os óxidos de ferro e potássio apresentam desvios padrão menores, sugerindo uma mobilidade mais restrita. A razão desses mesmos óxidos em relação à alumina é semelhante, porém os valores do desvio padrão tendem a ser menores em relação à alumina, quando comparados às razões da sílica.

Tabela 9 - Valores médio, mínimo, máximo e de desvio padrão calculados para as razões entre as principais substâncias envolvidas na alteração hidrotermal.

Fácies		SiO ₂ :Al ₂ O ₃	SiO ₂ :Fe ₂ O ₃	SiO ₂ :MgO	SiO ₂ :Na ₂ O	SiO ₂ :CaO	SiO ₂ :K ₂ O	SiO ₂ :TiO ₂	Al ₂ O ₃ :Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ :MgO	Al ₂ O ₃ :CaO	Al ₂ O ₃ :Na ₂ O	Al ₂ O ₃ :K ₂ O	Al ₂ O ₃ :TiO ₂	Zr:TiO ₂
I	média	4,09	22,25	60,67	166,59	52,11	16,12	191,65	5,28	14,00	12,49	45,56	3,94	46,85	429,78
M	min	2,85	11,16	22,78	11,63	14,46	5,76	113,61	3,22	6,95	3,61	3,27	1,76	28,89	261,61
	máx.	5,31	38,03	137,48	825,38	227,69	42,61	285,96	7,80	28,21	50,34	182,55	10,64	62,70	594,47
	desvio padrão	0,68	8,71	33,02	210,43	28,35	5,85	47,90	1,35	5,77	6,28	58,60	1,35	8,73	53,45
I	média	4,99	23,02	81,60	266,56	60,83	14,41	157,60	4,32	15,83	11,56	59,11	2,95	29,98	539,23
S	min	4,43	5,11	34,47	17,37	22,20	12,20	80,15	1,14	6,63	5,02	3,68	1,96	15,84	491,46
G	máx.	6,21	60,41	167,80	1478,25	142,47	17,86	397,42	9,72	27,00	22,92	331,25	3,78	63,95	593,68
	desvio padrão	0,48	12,46	38,61	403,90	30,90	1,55	79,94	1,99	6,53	5,06	90,71	0,55	11,32	32,54
I	média	3,92	14,56	40,14	69,18	19,51	24,38	116,32	3,51	9,43	4,99	27,95	6,11	28,83	289,88
S	min	2,24	4,14	10,58	14,39	14,54	7,43	34,43	1,10	2,81	3,68	3,53	3,32	9,15	236,69
M	máx.	4,99	29,54	103,19	385,33	35,60	31,28	222,50	5,93	20,70	7,14	171,92	7,82	44,63	445,63
	desvio padrão	0,53	5,85	22,60	90,33	5,12	5,56	40,27	1,03	4,11	1,04	41,13	1,41	6,13	54,55

Fácies		TiO ₂ :P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃ :TiO ₂	MgO:TiO ₂	MgO:Fe ₂ O ₃	CaO:TiO ₂	K ₂ O:TiO ₂	Zr:Y	La:Lu	La:Ce	Yb:Lu	K ₂ O:Rb	Zr:Hf
I	média	3,83	9,48	4,17	0,43	6,04	14,16	12,62	165,48	0,51	6,24	0,03	34,52
M	min	3,10	6,52	1,91	0,14	0,88	0,38	7,15	60,00	0,42	5,25	0,02	31,51
	máx.	5,40	17,71	8,74	0,71	13,25	25,81	31,51	298,18	0,59	7,33	0,07	38,63
	desvio padrão	0,53	2,10	1,52	0,12	2,90	5,88	4,27	64,26	0,02	0,48	0,01	1,66
I	média	4,65	8,95	2,00	0,27	2,88	11,60	13,48	7,97	0,22	0,16	0,04	37,21
S	min	3,28	5,70	1,25	0,12	1,15	5,13	8,24	2,71	0,08	0,14	0,02	29,68
G	máx.	9,50	23,63	2,94	0,42	4,31	32,58	22,63	19,80	0,59	0,19	0,05	40,77
	desvio padrão	1,62	4,89	0,57	0,08	0,88	6,99	4,15	4,58	0,13	0,01	0,01	3,00
I	média	3,81	8,66	3,18	0,31	5,63	5,29	10,62	6,99	0,33	0,17	0,03	36,07
S	min	3,50	7,47	2,16	0,17	2,25	1,31	5,09	1,71	0,07	0,15	0,02	33,95
M	máx.	4,21	12,13	3,87	0,46	7,41	10,19	17,36	12,46	0,56	0,18	0,04	39,81
	desvio padrão	0,26	1,15	0,43	0,07	1,53	2,75	2,86	2,52	0,14	0,01	0,01	1,54

4.4 GANHOS E PERDAS QUÍMICOS - EQUAÇÃO DE GRESSEN

4.4.1 Determinação do Fator volume (f_v)

O terceiro método aplicado para avaliar a mobilidade dos elementos químicos e também quantificar as modificações impostas pelo hidrotermalismo se baseia na proposta de Gresen (1967), que considera nos cálculos a variação na composição química das rochas e também a influência das variações do peso específico causadas pelas alterações. A equação definida pelo referido autor é a seguinte:

$$X_n = \left[f_v \left(\frac{g_B}{g_A} \right) C_n^B - C_n^A \right] \quad (1)$$

na qual X_n é o total de perda ou ganho da substância avaliada (em %), f_v é o chamado fator volume, que corresponde a variação do volume relacionado a alteração, g_A e g_B são os pesos específicos (g/cm^3) do protólito e da rocha alterada, respectivamente, e C_n^A e C_n^B é a quantidade de cada substância analisada no protólito e na rocha alterada, respectivamente.

Para verificar a imobilidade utilizando a equação de Gresen (1) é necessário considerar que o ganho ou a perda da substância de interesse foi nulo ($X_n=0$). Desta forma é possível considerar $X_n = 0$ e, colocando em evidência o fator volume, obtêm-se a seguinte equação:

$$f_v = \left(\frac{C_n^A}{C_n^B} \right) \times \left(\frac{g_A}{g_B} \right) \quad (2)$$

Como se assumiu que o ganho ou a perda de substâncias foi nula ($X_n=0$), valores de f_v próximos a 1 (um) sugerem imobilidade da substância, maiores que 1 indicam ganho e menores que 1 indicam perda de uma dada substância.

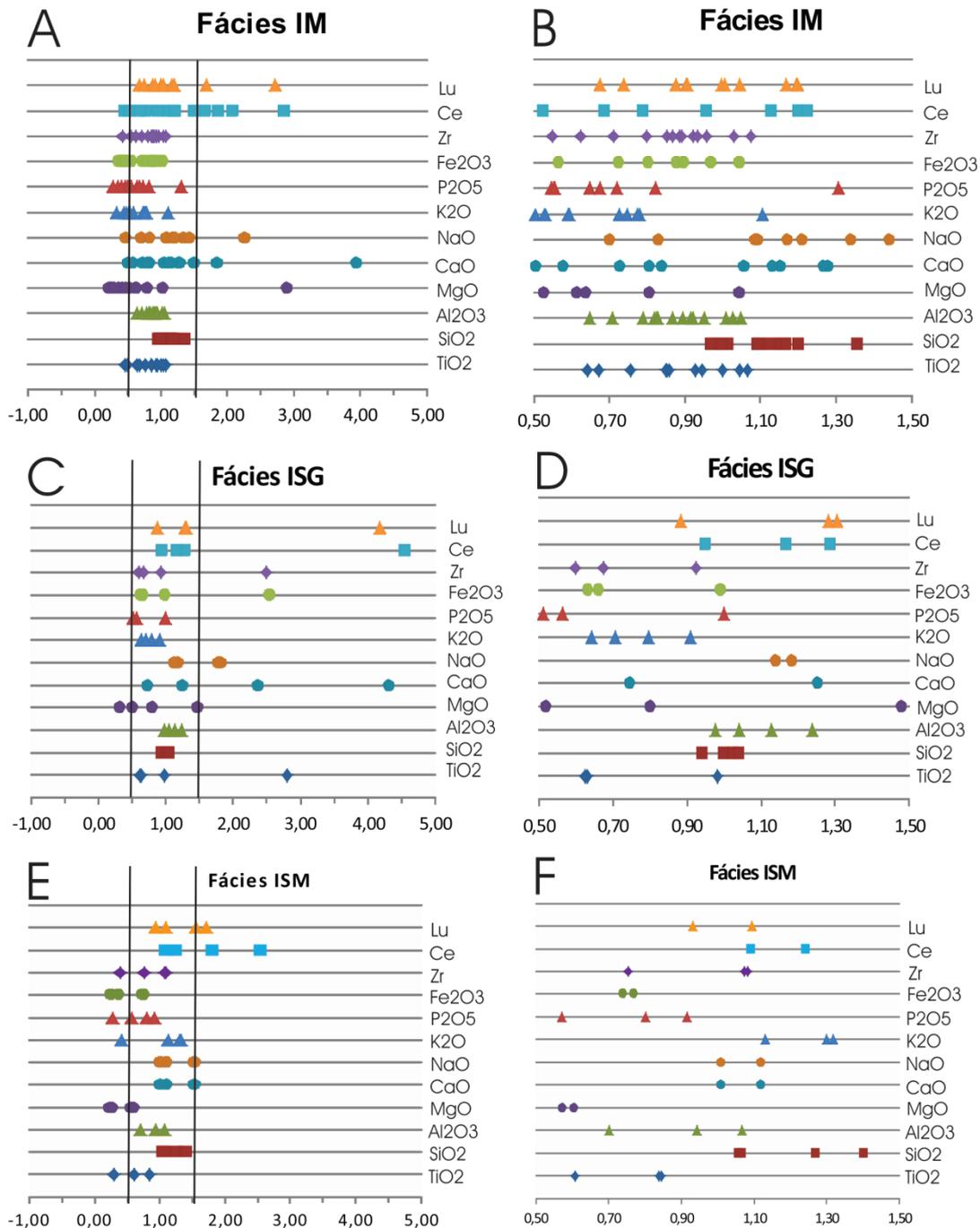


Figura 54 - Variação dos valores de f_v para elementos maiores, menores e traços, nas diferentes fácies, aplicando a condição de que as perdas e ganhos para estas substâncias foram nulas. As duas linhas delimitam um aumento e uma redução de 50% no volume da rocha. A direita detalhe da distribuição de f_v entre 0,5 e 1,5. A – variação nos valores de f_v para a fácies IM; B – mesmo gráfico mostrando apenas as substâncias que tiveram variação de $\pm 50\%$ no volume; C - variação nos valores de f_v para a fácies ISG; D – mesmo gráfico mostrando apenas as substâncias que tiveram variação de $\pm 50\%$ no volume; E - variação nos valores de f_v para a fácies ISM; F – mesmo gráfico mostrando apenas as substâncias que tiveram variação de $\pm 50\%$ no volume.

As substâncias com menor mobilidade foram a sílica e alumina, cujos valores de J_V são mais próximos de um e com desvio padrão mais baixo (Figura 54). As demais substâncias mostram mobilidades variadas, inclusive o titânio.

Quando se comparam os valores de J_V , considerando os tipos de alteração (Figura 55), verifica-se que as substâncias responderam de forma diferenciada com respeito à sua mobilidade. Na Figura 55 verificam-se diferenças na dispersão dos valores de J_V para cada substância, em relação aos três tipos principais de alteração. O caso mais extremo é o do sódio, que na alteração argílica (Figura 55A e B) tem valores de ganho de volume extremos e que poderiam ser explicados pela se for considerada a completa lixiviação do sódio da rocha, enquanto na ferruginização (Figura 55C) este elemento apresentou baixa mobilidade e na alteração Cb-Chl-Qtz (Figura 55D) mostrou dispersão intermediária, sugerindo mobilidade menor do que na alteração argílica e maior do que da ferruginização.

O comportamento similar da distribuição dos valores de J_V para o zircônio, titânio, ferro e fósforo nas três alterações (Figura 55) chama atenção e sugere um comportamento geoquímico semelhante para estas substâncias.

Após a determinação do J_V médio de cada uma destas substâncias, para cada alteração, foi selecionado o J_V da substância que se mostrou menos móvel e foram realizados os cálculos de perda e ganho de massa. Os cálculos foram feitos separadamente para cada alteração, em cada uma das fácies hidrotermalizadas (IM, ISM, ISG e pegmatítica), considerando como protólito a rocha que se mostrou menos alterada, do ponto de vista petrográfico.

Para as fácies IM e pegmatítica adotou-se como protólito a amostra FBJ07_01 que apesar de ter leve ferruginização, é menos potassicada que a amostra FBJ16_09, previamente selecionada como “protólito”. Para a fácies ISG adotou-se a amostra FBJ13_01 como protólito e para a fácies ISM calculou-se a média entre as amostras FBJ05_02 e 16_08. Optou-se por usar a média entre estas duas amostras porque esta fácies é heterogênea na proporção dos minerais máficos, sobretudo biotita, hornblenda e magnetita, tendo em vista a assimilação de xenólitos diorítico.

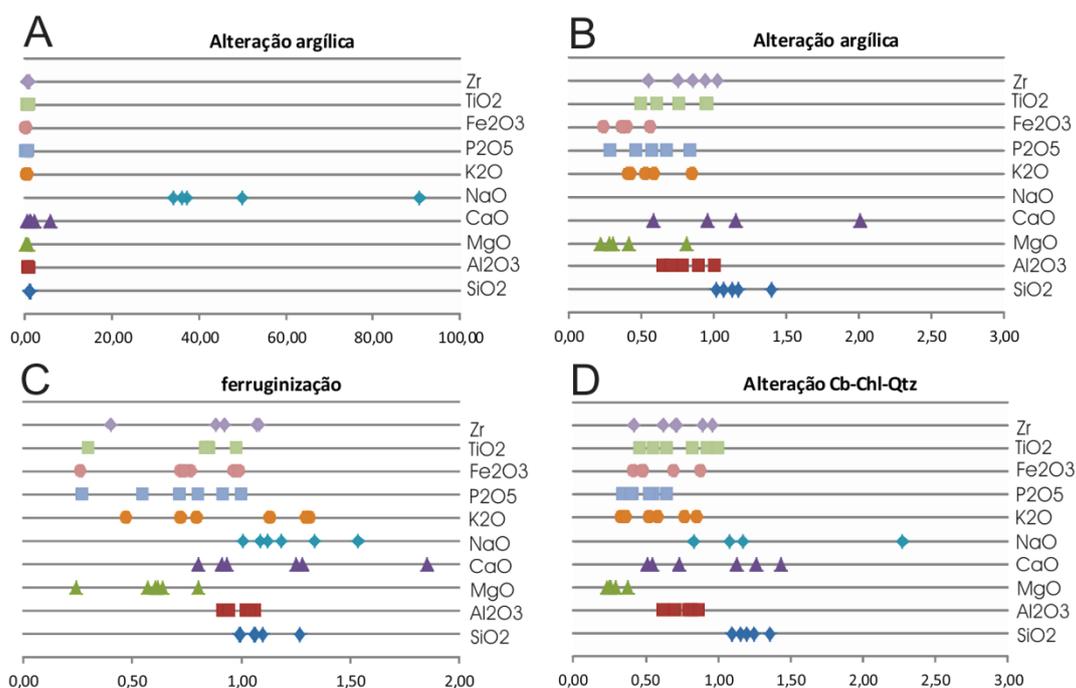


Figura 55 - Variação no comportamento de fv para elementos maiores, menores e para o zircônio, considerando os principais tipos de alteração hidrotermal e aplicando a condição de que as perdas e ganhos para estas substâncias foram nulas. A – alteração argílica, notar os valores extremos de fv obtidos para o sódio (40-90); B- mesmo gráfico com redução da faixa de variação dos valores de fv de forma a permitir a visualização do comportamento deste fator para as demais substâncias; C- ferruginização; D- Alteração Cb-Chl-Qtz. Notar a distribuição semelhante dos valores de fv para zircônio, titânio, ferro e fósforo nas três alterações.

4.4.2 Ganhos e perdas associadas à alteração pegmatítica

Esta alteração de ocorrência restrita apresentou um comportamento químico diferenciado, em relação aos elementos maiores e, apesar de terem sido analisadas somente duas amostras as curvas de perdas e ganhos foram muito similares (Figura 58). Houve perda de ferro e sódio da ordem de 1,7%, ganho de potássio entre 2,9 e 4,0% e os demais elementos variaram $\pm 1\%$. As modificações envolvendo elementos traço (Figura 57) se restringiu a ganhos de rubídio (51-521 ppm), perdas de estrôncio (-139 a -254 ppm) e de bário, este contudo sem um padrão (-221 a 220 ppm). Em relação aos elementos calcófilos (Figura 58) as curvas mostram modificações pouco significativas, com perda de 20 ppm de zinco, 10 ppm de níquel e ganho de 4 ppm de arsênio e 14 ppb de ouro.

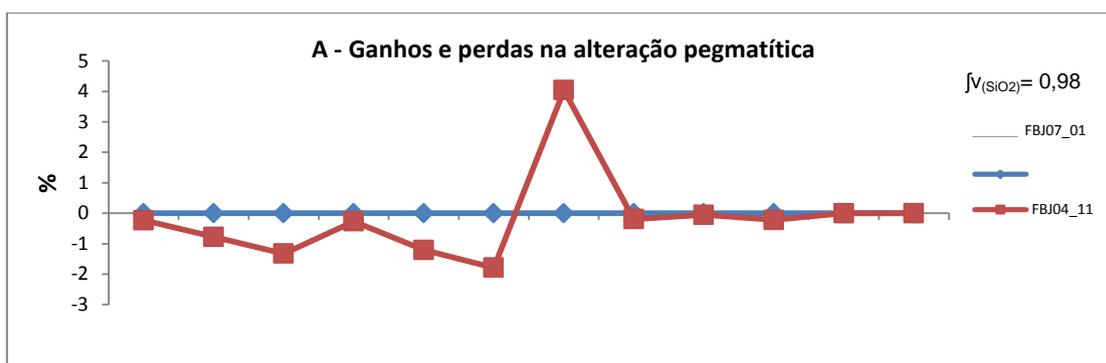


Figura 56 - Curvas de perdas e ganhos de elementos maiores, menores, perda ao fogo (LOI), enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais na alteração pegmatítica.

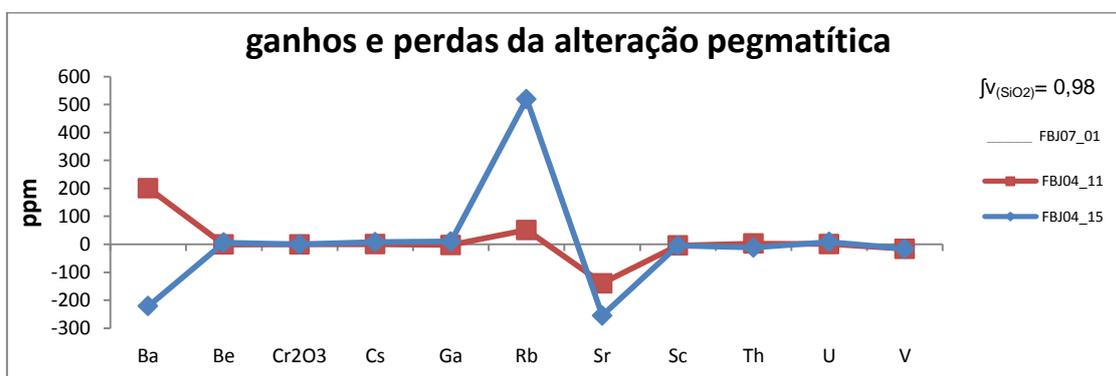


Figura 57 - Curvas de perdas e ganhos de elementos traço na alteração pegmatítica.

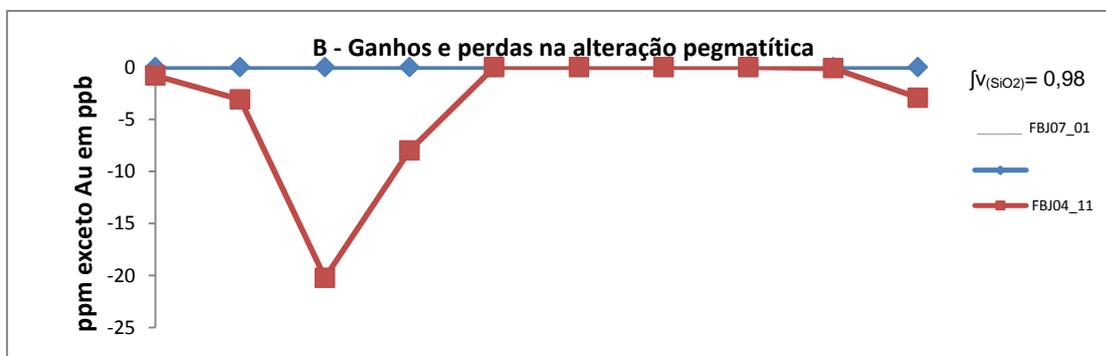


Figura 58 - Curvas de perdas e ganhos de elementos calcófilos para as rochas com alteração pegmatítica.

4.4.3 Ganhos e perdas associados à ferruginização

Dentre os tipos de alteração observados, a ferruginização é a que apresenta a menor homogeneidade no comportamento das curvas de ganhos e perdas (Figura 59). A sílica variou entre -15 e 5% mostrando uma tendência de

perda, com a maior variação associada à fácies ISM (-5 a -15%). Poucas amostras apresentaram ganho de sílica, sendo que nestas não são raras as vênulas preenchidas por quartzo. A alumina foi imóvel na fácies ISM, apresentou ganho de até 3% na fácies IM e perda de até 3% na fácies ISG. Estas variações entre perdas e ganhos da alumina foram também notadas no diagrama de variação TiO_2 versus Al_2O_3 (Figura 52). Os demais elementos maiores exibiram comportamentos variados, com modificação da ordem de $\pm 2\%$. O titânio e o fósforo foram praticamente imóveis, a perda ao fogo foi incrementada em até 3% e não houve ganho de carbono ou enxofre totais. Os elementos-traço (Figura 60) não têm um padrão de ganhos e perdas, houve variações do bário, rubídio, estrôncio e vanádio

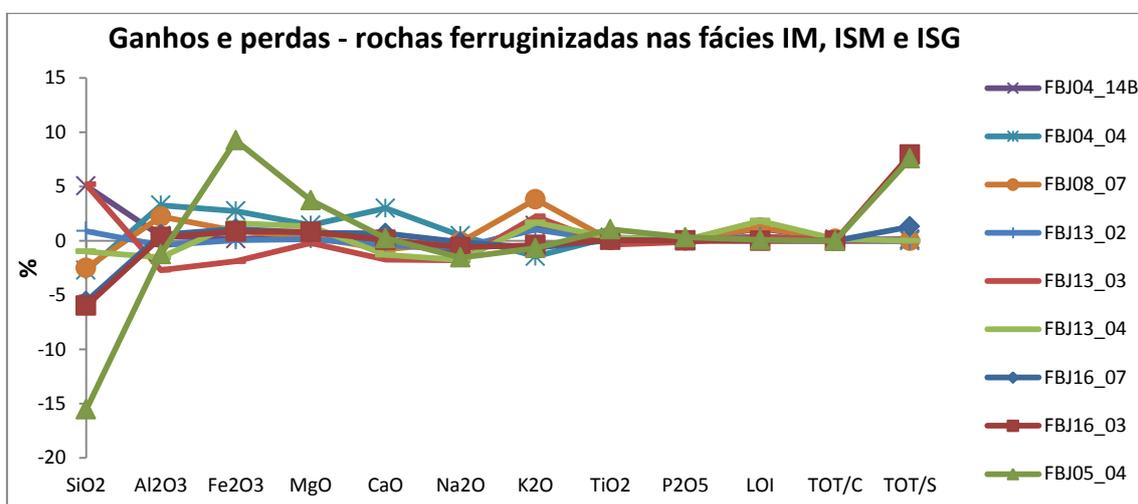


Figura 59 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais nas rochas ferruginizadas. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{v(SiO_2)} = 1,06$; ISM - $f_{v(Al_2O_3)} = 0,98$; ISG - $f_{v(SiO_2)} = 1,01$.

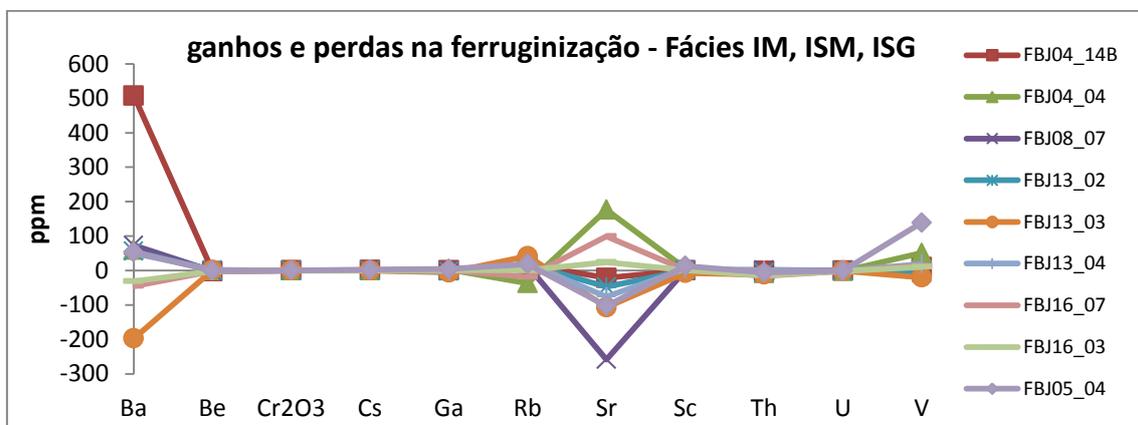


Figura 60 - Ganhos e perdas de elementos traço nas rochas ferruginizadas. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{v(SiO_2)} = 1,06$; ISM - $f_{v(Al_2O_3)} = 0,98$; ISG - $f_{v(SiO_2)} = 1,01$.

Em relação aos elementos calcófilos (Figura 61) verifica-se que as modificações não foram significativas, o cobre variou entre 5 e 13 ppm, o chumbo entre -7 e 3 ppm, o níquel entre -2 a 9 ppm e o ouro entre -2 a 19 ppb de ouro. O zinco foi adicionado entre 4,7 e 32%, com duas amostras anômalas, uma com perda de 30 ppm (FBJ13_03) e outra com ganho de 115 ppm (FBJ05_04).

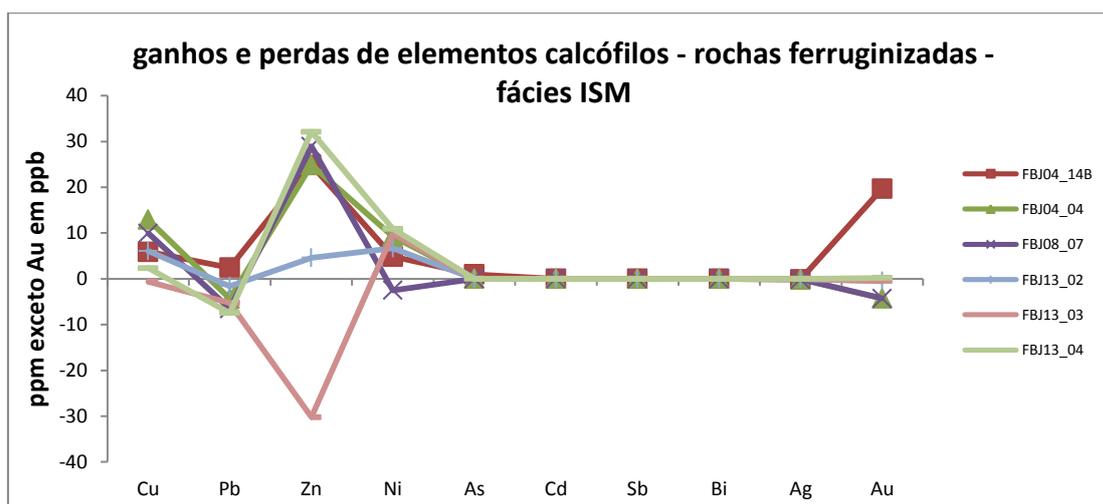


Figura 61 - Ganhos e perdas de elementos calcófilos das rochas ferruginizadas. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_v(\text{SiO}_2) = 1,06$; ISM - $f_v(\text{Al}_2\text{O}_3) = 0,98$; ISG - $f_v(\text{SiO}_2) = 1,01$.

4.4.4 Ganhos e perdas associados à alteração argílica

Esta alteração mostra curvas de ganho e perda mais homogêneas do que as obtidas para a ferruginização. Com exceção de uma amostra (FBJ04_25) todas apresentaram perda de sílica entre 1,6 e 21,9%, a alumina foi imóvel em uma amostra (FBJ16_04) e adicionada às demais, na ordem de 5,3 a 9,8%. O ferro também foi acrescido às rochas entre 1,8 e 9,6%, assim como o magnésio (até 2,9%), potássio (até 4,7%), carbono total (TOT/C) até 1,4%, enxofre total (TOT/S) entre 1,8 e 8,7% e a perda ao fogo aumentou entre 5,0 e 8,4%. O sódio foi removido, na mesma proporção em todas as amostras, em torno em 4%. Os elementos traço tiveram um comportamento homogêneo (Figura 63), com ganho entre 156-240 ppm para o Rb e entre 0-34 ppm de

vanádio e perdas entre 256 e 381 ppm de Sr. O bário apresentou uma variação entre -515 e 194 ppm. Os demais apresentaram variação de ± 10 ppm.

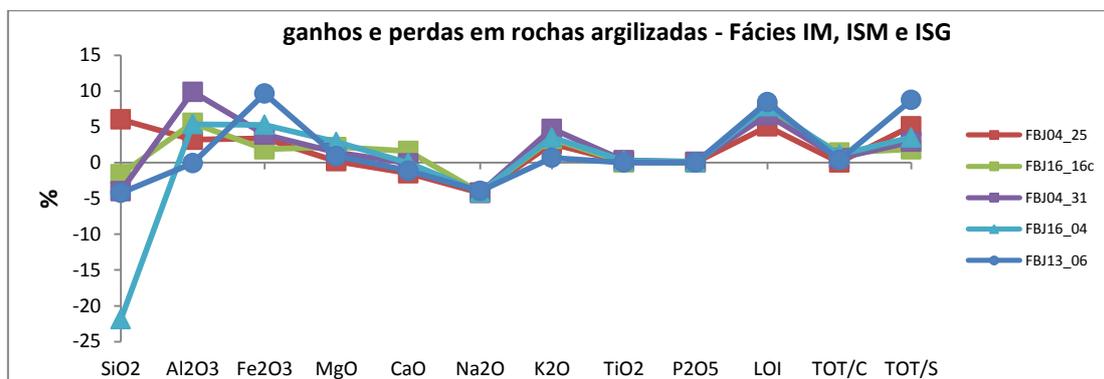


Figura 62 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo e enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração argílica, para as três fácies. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{v(SiO_2)} = 1,10$; ISM - $f_{v(CaO)} = 0,95$; ISG - $f_{v(Al_2O_3)} = 1,00$.

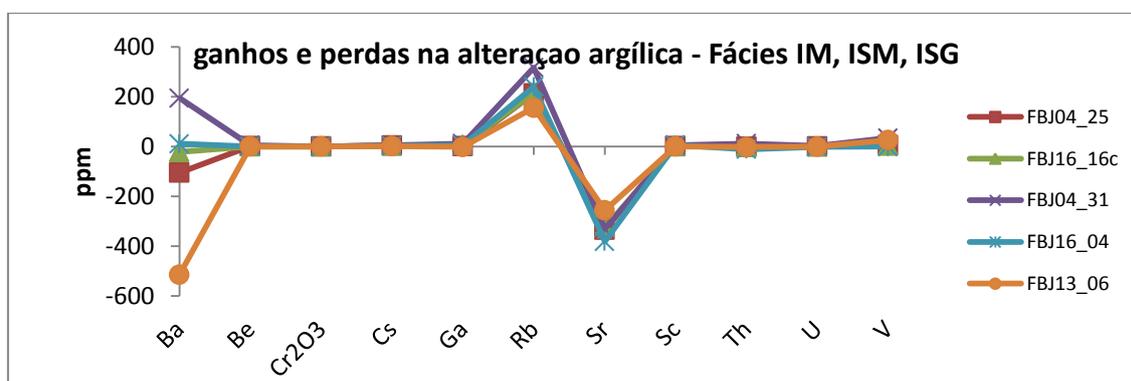


Figura 63 - Ganhos e perdas de elementos traço das rochas com alteração argílica, para as três fácies. Valores de f_v usados: fácies IM - $f_{v(SiO_2)} = 1,10$; ISM - $f_{v(CaO)} = 0,95$; ISG - $f_{v(Al_2O_3)} = 1,00$

Em relação aos elementos calcófilos observam-se diferenças na ordem de grandeza do ganho de metais entre as três fácies. A fácies ISM (Figura 64) apresenta ganho de chumbo (746 ppm), zinco (1083 ppm), arsênio (240 ppm) e ouro (107 ppb).

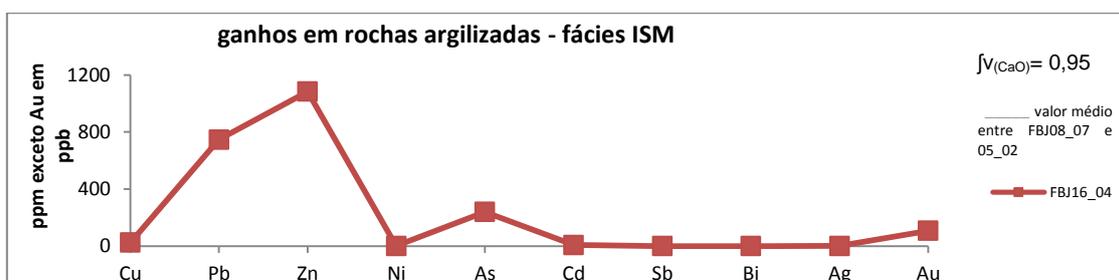


Figura 64 - Ganho de elementos calcófilos associado à alteração argílica na fácies ISM.

A fácies ISG (Figura 65) apresentou ganho de cobre (156 ppm), chumbo (83 ppm), zinco (43 ppm), níquel (8,7 ppm), arsênio (747 ppm), bismuto (21 ppm) e ouro (534 ppb).

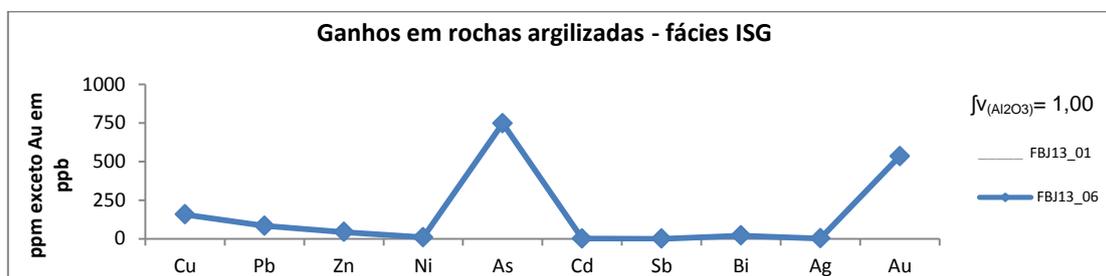


Figura 65 - Ganho de elementos calcófilos associado a alteração argílica, na fácies ISG.

A fácies IM foi a que apresentou maior ganho em cobre, zinco, chumbo, prata e ouro, além de cádmio não observado nas demais fácies. Os teores variaram entre as amostras calculadas e verifica-se que a que apresenta maior ganho de cobre FBJ16_16C (562 ppm) foi a que apresentou maior ganho de ouro (2073 ppb) e concomitante houve perda de zinco de 14 ppm. As demais mostraram ganhos semelhantes de cobre, arsênio e ouro, em torno de 50 ppm, 300 ppm e 230 ppb, respectivamente. O chumbo e o zinco foram acrescidos variando entre 40 e 800 ppm e -14 e 5500 ppm, respectivamente.

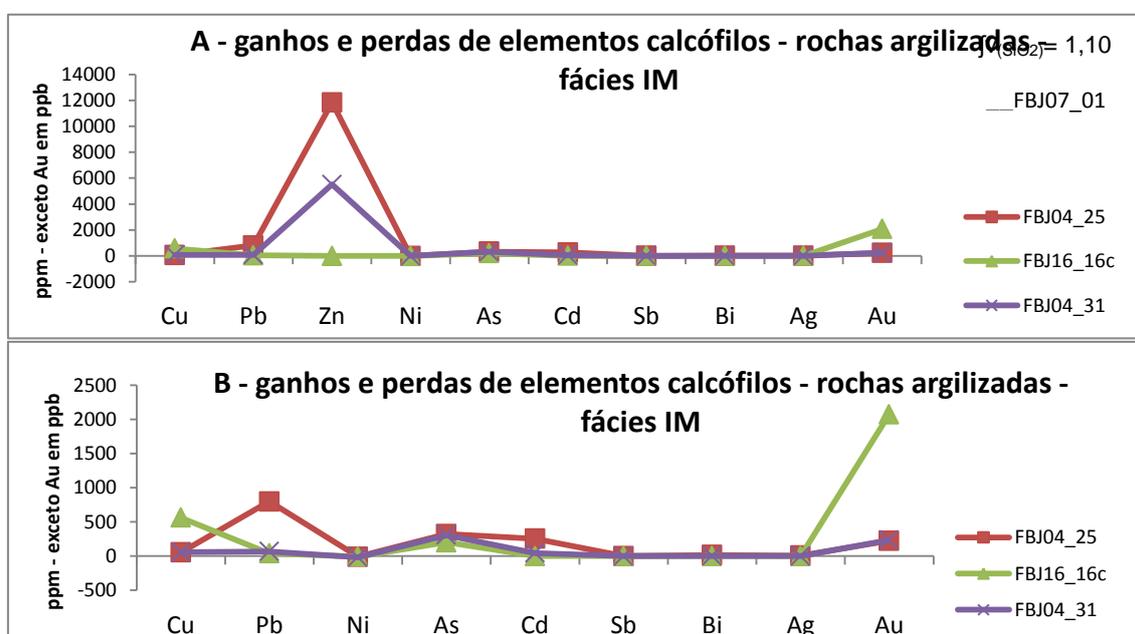


Figura 66 - (A) Ganho de elementos calcófilos associado à alteração argílica, na fácies IM. (B) idem, porém sem os valores de zinco, para que se possa visualizar melhor os ganhos de cobre, chumbo, arsênio e cádmio.

4.4.5 Ganhos e perdas associados à alteração com carbonato + clorita + quartzo

O perfil das curvas de ganhos e perdas de elementos maiores, menores, traços (Figura 67) e calcófilos (Figura 69) da alteração Cb-Chl-Qtz são relativamente semelhante aos da alteração argílica (Figura 62).

Dentre os elementos maiores e menores (Figura 67) apenas a sílica e o sódio não apresentam um padrão de comportamento, visto que houve tanto ganho quanto perda destas substâncias, diferentemente das demais que foram imóveis ou adicionados à rocha. O alumínio variou entre 6,4-12,7%, o ferro entre 1,6 e 3,7%, o potássio entre 1,6 e 7,9% e a perda ao fogo entre 3,6 e 7,6%. Em relação aos elementos traço (

Figura 68), apenas o bário apresentou uma variação irregular, com perda de -240 ppm em uma amostra (FBJ08_10) e ganhos de até 415ppm nas demais. O rubídio foi adicionado à rocha na ordem de ≈ 115 ppm, com uma amostra anômala (FBJ15_05) cujo ganho foi de 447ppm e o estrôncio foi removido, variando entre 180-314 ppm. Variações menores de céσιο (3-19 ppm), gálio (4-25 ppm), tório (-2 a 20 ppm) e vanádio (0-59 ppm) foram observadas.

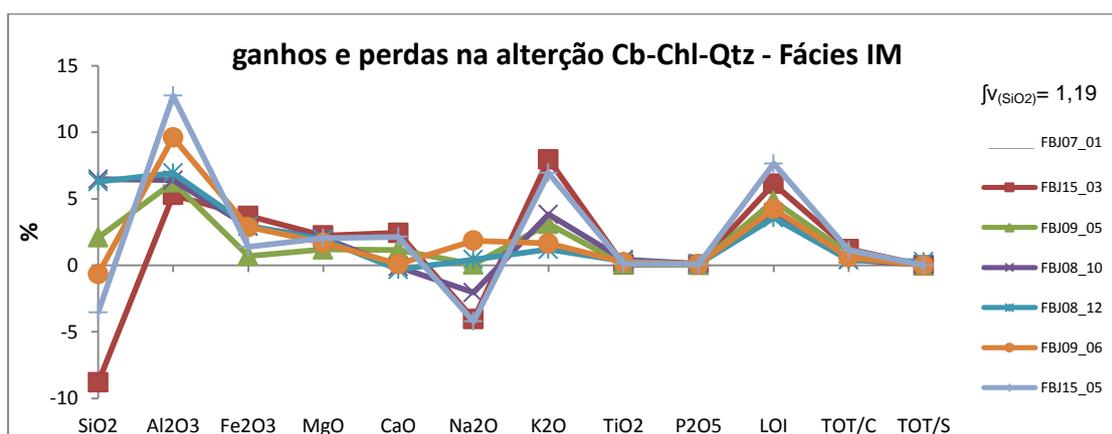


Figura 67 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo e enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração Cb-Chl-Qtz.

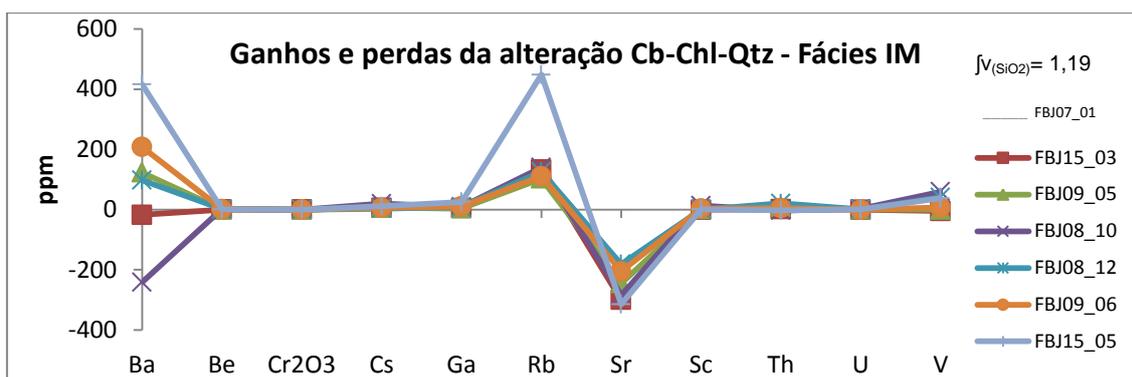


Figura 68 - Ganhos e perdas de elementos traço na alteração Cb-Chl-Qtz.

Em relação aos elementos calcófilos (Figura 69) verificam-se ganhos de cobre (1 a 45 ppm), zinco (-1 a 102 ppm) e ouro (1 a 160 ppb) e perdas menores de níquel, de até 11 ppm e de chumbo, de até 7 ppm.

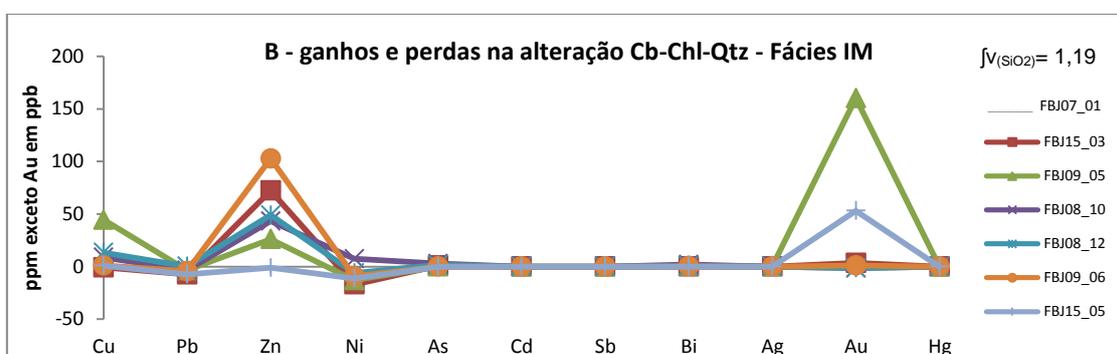


Figura 69 - Ganhos e perdas de elementos calcófilos na alteração Cb-Chl-Qtz.

4.4.6 Ganhos e perdas associadas à alteração sódica

Esta alteração difere das demais por apresentar ganho de sódio entre 3 e 6%, enquanto a sílica, o magnésio e o cálcio permanecem imóveis. O potássio também apresenta um comportamento inverso ao observado nas demais alterações, uma vez que este variou entre 0 e -3% (Figura 70). Houve ganhos de alumínio entre 3,6 e 5,6%, de ferro entre 0,9 e 3,2% e perda ao fogo de 2,4%.

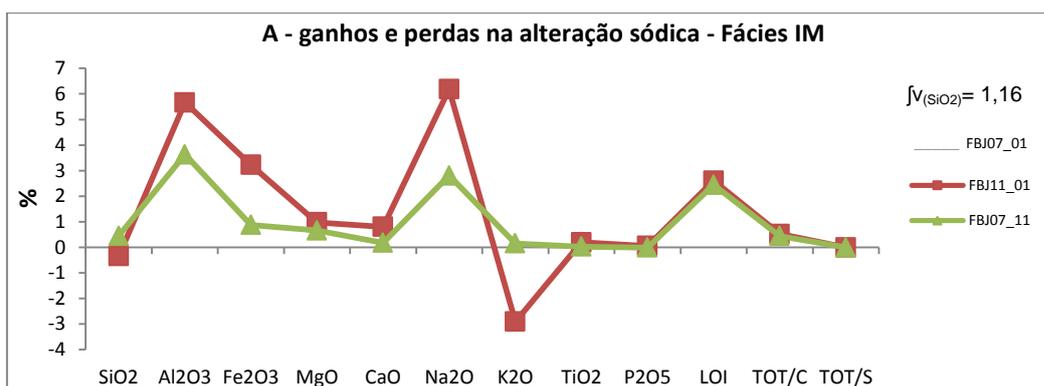


Figura 70 - Ganhos e perdas de elementos maiores e menores, perda ao fogo e enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração sódica.

Em relação aos elementos traço (Figura 71) somente houve variação do bário (-215 e -530 ppm), estrôncio (≈ 230 ppm) e vanádio (4-35 ppm). Dentre os elementos calcófilos verificam-se ganhos e perdas pouco significativos, com perda de chumbo e níquel (≈ 7 ppm) e ganho de zinco (≈ 30 ppm).

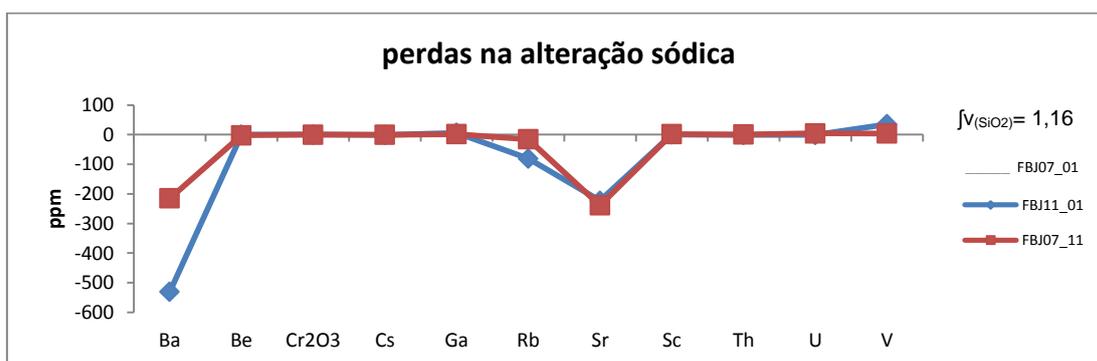


Figura 71 - Perdas de elementos traço das rochas com alteração Cb-Chl-Qtz.

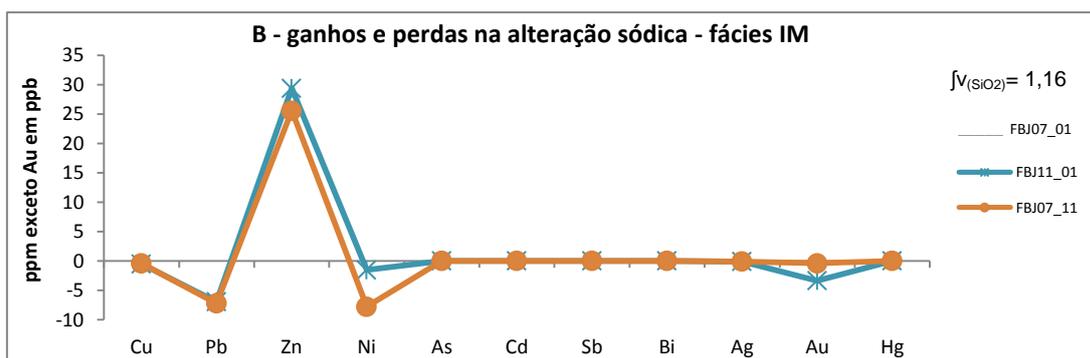


Figura 72 - Ganhos e perdas de elementos calcófilos na alteração Cb-Chl-Qtz.

4.5 ELEMENTOS TERRAS RARAS

As curvas dos ETR mostram comportamentos variados quando se comparam os tipos distintos de alteração hidrotermal, mas para cada alteração a distribuição é similar.

A alteração pegmatítica, tardia em relação à alteração potássica, apresenta um padrão de ETR diferenciado dos demais observados para as alterações no depósito, sobretudo em relação aos ETR pesados (Figura 73), que apresentam enriquecimento para Gd-Tb-Dy e em Yb, fazendo com que a curva para uma das amostras apresente um padrão irregular.

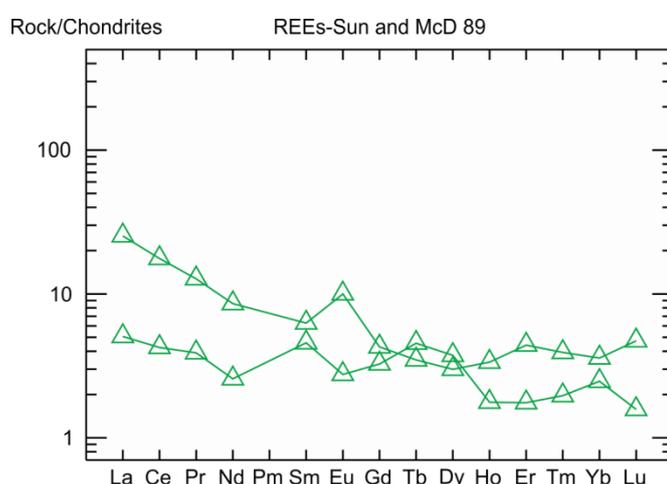


Figura 73 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas com alteração pegmatítica. Normalizados com base em condrito. (SUN e MCDONOUGH, 1989).

As amostras não possuem enriquecimento significativo em ETR leves, em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 1,9 - 6,6$). Há valores de La quatro a trinta vezes maiores os do condrito, ao passo que os valores de Gd e Lu são uma e meia a nove vezes maiores que os do condrito. As anomalias de európio variam entre positiva e negativa ($Eu/Eu^* = 0,70$ e $1,90$).

As amostras ferruginizadas e as rochas menos alteradas (Figura 47), ambas normalizadas em relação condrito, apresentam um perfil de enriquecimento em ETR muito semelhantes entre si, com significativo enriquecimento dos ETR leves, em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 6,2 - 28,6$). Existe um enriquecimento em La da ordem de cinquenta a quatrocentas vezes os valores condriticos e enriquecimentos da ordem de quatro a vinte

vezes nos elementos entre Gd e Lu, apresentando-se este segmento levemente inclinado a sub-horizontal. As anomalias de európio são levemente negativas a ausentes ($Eu/Eu^* = 0,48 - 1,01$). Quando se compara o padrão de distribuição dos ETR das rochas ferruginizadas e RMA (Figura 74) verifica-se que estes são muito similares, apenas com uma amplitude maior dos valores de enriquecimento dos ETR leves.

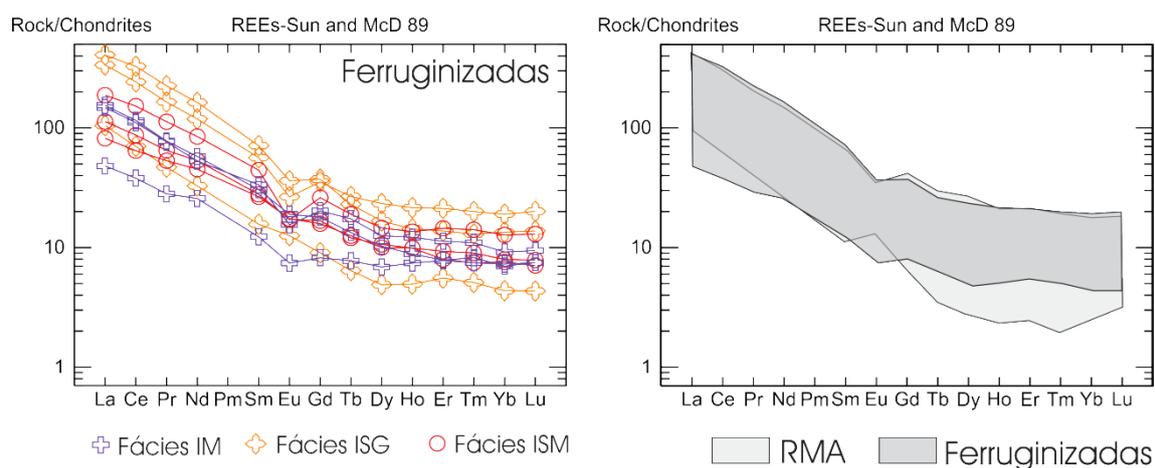


Figura 74 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas ferruginizadas. À direita, sobreposição da distribuição dos padrões das RMA e ferruginizadas. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).

As curvas dos ETR para amostras da alteração argílica também mostram um comportamento similar entre si e similar ao das rochas ferruginizadas, porém com menor amplitude dos enriquecimentos de ETR leves e pesados. Normalizadas em relação condrito (Figura 75) estas rochas apresentam forte enriquecimento dos ETR leves, em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 12,9 - 27,9$), com enriquecimento em La da ordem de cinquenta a quatrocentas vezes os valores condriticos e da ordem de quatro a vinte vezes para os elementos entre Gd e Lu, apresentando-se este segmento levemente inclinado a sub-horizontal. As anomalias de európio são leve a moderadamente negativas ($Eu/Eu^* = 0,59 - 0,82$).

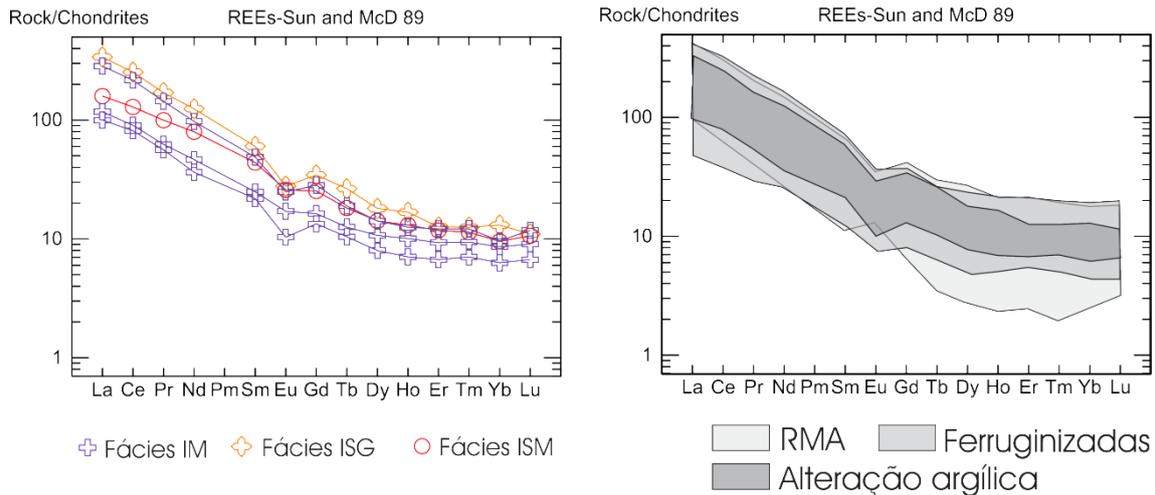


Figura 75 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas com alteração argílica. À direita, sobreposição da distribuição dos padrões das RMA, ferruginizadas e argilizadas. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).

As alterações sódica e Cb-Chl-Qtz são as que mais se diferenciam das demais, no sentido de que apresentam uma distribuição similar e mais restrita, em termos de amplitude de enriquecimento em ETR, sobretudo dos pesados (Figura 76).

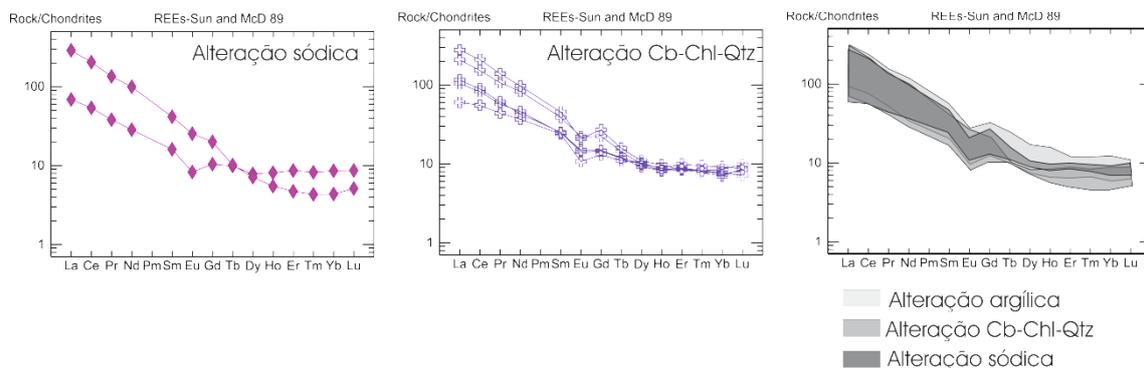


Figura 76 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para as rochas com alteração Cb-Chl-Qtz e sódica. À direita, sobreposição da distribuição dos padrões da alteração argílica, Cb-Chl-Qtz e sódica. Normalizados com base em condrito (SUN e MCDONOUGH, 1989).

A alteração Cb-Chl-Qtz apresenta forte enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 7,7 - 37,4$) com enriquecimento em La da ordem de sessenta a duzentas vezes os valores condriticos e da ordem de sete a vinte vezes para os elementos entre Gd e Lu, apresentando-se este segmento com uma maior inclinação entre Gd e Dy e sub-horizontal até o Lu. As anomalias de európio são fracas a moderadamente negativas ($Eu/Eu^* = 0,54 - 0,76$).

Em relação à alteração sódica também há forte enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados ($La_N/Yb_N = 7,5 - 62,7$) com enriquecimento em La da ordem de setenta a duzentas vezes os valores condríticos e da ordem de quatro a vinte vezes para os elementos entre Gd e Lu, apresentando-se este segmento com uma maior inclinação entre Gd e Dy e sub-horizontal até o Lu. As anomalias de európio são fracas a moderadamente negativas ($Eu/Eu^* = 0,62 - 0,82$).

4.6 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A análise da razão isotópica de carbono (C) e oxigênio (O) foi feita em dolomita que compõe as paragêneses da alteração argílica e da alteração Cb-Chl-Qtz. Foi analisada também a dolomita de preenchimento de veios estéreis e veios sulfetados. O carbonato da alteração argílica corresponde ao que se cristaliza junto ao quartzo euédrico (hexagonal a bipiramidal) nos núcleos de minerais bem cristalizados, em meio a matriz de alteração (Figura 27E). O carbonato da alteração Cb-Chl-Qtz incluiu tanto o carbonato submilimétrico (Figura 33A e B) que define a matriz da alteração, quanto o carbonato de milimétrico (Figura 33F) de preenchimento das cavidades.

Os resultados obtidos são observados na Tabela 10.

Quando esses valores são plotados em um gráfico (Figura 77) verificam-se dois agrupamentos paragenéticos. O grupo I engloba a alteração Cb-Chl-Qtz. O grupo II é formado pela composição isotópica dos veios estéreis e sulfetados e pela alteração argílica.

Em relação grupo I (Figura 41C, D e F), do ponto de vista dos isótopos de oxigênio, verifica-se uma tendência de enriquecimento em isótopos leves a partir da amostra menos fracionada ($\delta^{18}O = 10,69\text{‰}$ V-SMOW) que corresponde à porção central de um veio estéril zonado (Figura 41F) até a amostra mais fracionada, que corresponde à alteração argílica. Conforme se observa na distribuição das amostras na Figura 77 não há diferenças significativas dos

valores entre veios mineralizados e estéreis, de forma que se possa separá-las. O grupo II também mostra esta tendência de enriquecimento em isótopos leves a partir da alteração sódica, em direção às amostras da alteração Cb-Chl-Qtz.

Tabela 10 - Valores obtidos para os isótopos de carbono e oxigênio em dolomita analisada em veio estéril, sulfetado e compondo a paragênese de diferentes alterações.

Tipo de alteração	Resultado		Desvio	
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	(‰ VPDB)	(‰ VPDB)
albitito	-2,06	11,25	0,08	0,06
albitito	-2,12	11,26	0,09	0,08
argílica	-3,13	18,40	0,09	0,09
carbonato lamelar + clorita	-1,82	17,71	0,10	0,09
carbonato lamelar + clorita	-1,89	15,84	0,09	0,07
carbonato+clorita+quartzo	-1,37	20,70	0,08	0,05
carbonato+clorita+quartzo	-1,84	15,61	0,09	0,07
veio sulfetado	-3,09	16,36	0,06	0,05
veio sulfetado	-3,14	16,44	0,06	0,04
veio sulfetado	-2,69	13,89	0,08	0,07
veio sulfetado	-2,64	14,73	0,06	0,07
veio estéril (borda)	-2,78	15,08	0,04	0,05
veio estéril (centro)	-2,90	10,69	0,07	0,07
veio estéril	-2,78	17,05	0,09	0,09
veio estéril	-3,01	17,78	0,03	0,06

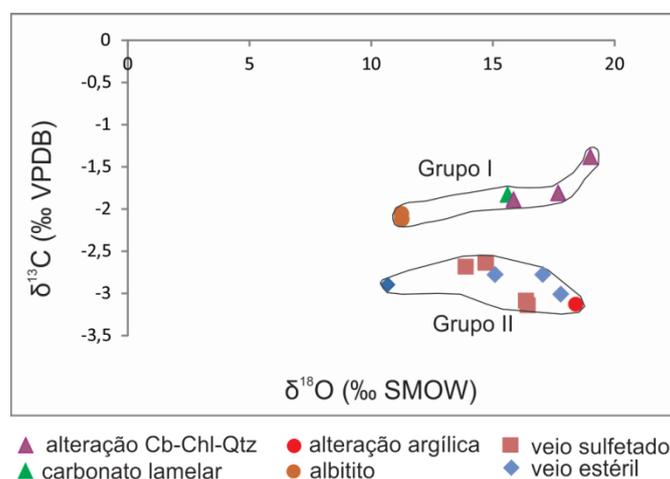


Figura 77 - Distribuição dos valores de isótopos de carbono e oxigênio obtidos a partir de dolomita de veios e em diferentes tipos de alteração hidrotermal.

5 DISCUSSÕES

5.1 ROCHAS MENOS ALTERADAS

As fácies de RMA do depósito Bom Jesus são parte integrante de uma mesma série magmática, conforme sugerem os diagramas de Harker (Figura 46, p.86), nos quais a correlação negativa da sílica com o CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ está relacionada à cristalização de hornblenda, plagioclásio, biotita, magnetita, titanita e apatita durante o processo de evolução magmática. No caso do Zr a relação inversa com a sílica pode ser atribuída à cristalização de zircão. A correlação positiva do K₂O com a sílica representa a cristalização do microclínio, contudo a dispersão da concentração desta substância no diagrama de Harker sugere que esta cristalização não foi homogênea nas distintas fácies. Essa heterogeneidade na cristalização, sobretudo do microclínio, foi de fato constatada na petrografia e está relacionada à alteração potássica, que se superpôs às rochas graníticas. As correlações de alguns elementos traço se devem ao processo de substituição de cátions na estrutura dos minerais, como é o caso do Sr na estrutura do plagioclásio e do Rb da estrutura do microclínio.

O padrão de enriquecimento em ETR mostra relativa semelhança entre as distintas fácies de RMA (Figura 47, p.87) e são compatíveis com os padrões de enriquecimento obtidos a partir de rochas derivadas de séries cálcioalcalinas. O enriquecimento em ETR pesados é causado pela presença de granada no resíduo da fusão e as anomalias de európio observadas em algumas amostras são resultantes do fracionamento do plagioclásio. A presença da granada na fonte a partir da qual se originaram as fusões ígneas, responsáveis pela cristalização das rochas do depósito, permite atribuir um ambiente de alta pressão para a geração desses magmas. A variação na intensidade da anomalia de európio entre as três fácies (ISM, ISG e IM) sugere que se tratam de pulsos magmáticos distintos e alojados em níveis crustais distintos.

A presença concomitante de biotita e hornblenda implica em uma condição de hidratação do magma, o que é corroborado pelas alterações tardimagmáticas, sericitização do plagioclásio e cloritização da biotita, de ampla ocorrência. A presença de titanita e de magnetita são consequências da pressão parcial de oxigênio elevada. Segundo Wernick (2004) o teor de titânio aumenta com o incremento da temperatura e crescentes fugacidades de oxigênio são caracterizadas, sucessivamente, pelos minerais ou paragêneses ferro nativo, wustita, magnetita, magnetita + quartzo e hematita.

A distribuição modal das RMA no diagrama QAP (LE MAITRE, 2002) coincide com a distribuição da série cálcioalcalina trondhjemítica (Figura 78, p.116), de Lameyre e Bowden (1982). Esta série é constituída pelas rochas gabro-diorito-tonalito-trondhjemito, cuja diferenciação se inicia com a cristalização fracionada da hornblenda, seguida da biotita e plagioclásio, movendo a composição do líquido, inicialmente gabroico, em direção a composições tonalítica e trondhjemíticas (ARTH *et al.*, 1978, WERNICK, 2004). Isto pode ser considerado válido para as rochas do depósito Bom Jesus, ante a predominância das composições tonalíticas, a presença de enclaves representando as composições dioríticas e o caráter trondhjemítico de alguns dos tonalitos descritos.

Apesar de terem sido classificadas como pertencentes a uma série trondhjemítica, as rochas do depósito Bom Jesus não apresentam concentrações de potássio abaixo de 2%, motivo pelo qual não se adotou o termo “baixo potássio” junto à classificação da série. Os teores de potássio nas RMA variam entre 2,0 e 4,2%. As rochas com os teores mais elevados apresentam as paragêneses da alteração potássica melhor desenvolvidas e ganhos de até 4% de K_2O em relação à rocha adotada como protólito. Como não foram obtidas amostras isentas de potassificação, não se conhece o valor real da concentração desta substância na rocha original.

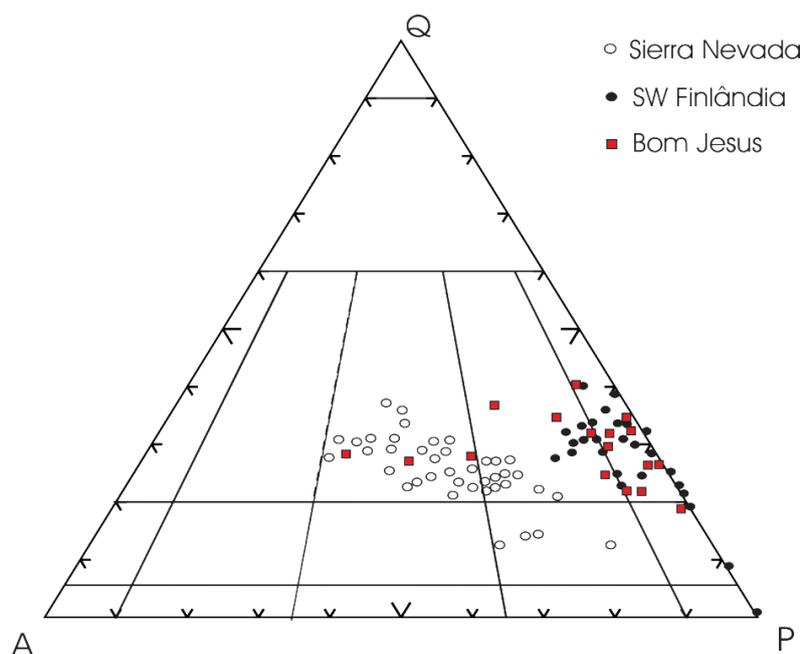
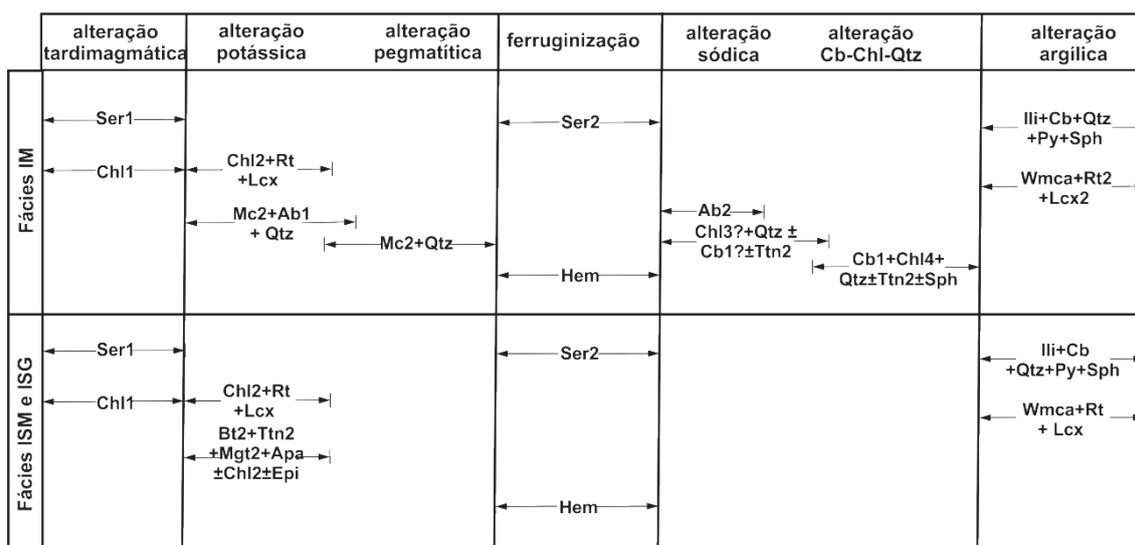


Figura 78 - Distribuição das rochas do depósito Bom Jesus comparadas com os granitoides cálcioalcalinos trondhjêmíticos (baixo K) do SW da Finlândia e com os granitoides cálcioalcalinos “normais” (médio K) e rochas relacionadas de Sierra Nevada. Fonte: modificado de Lameyre e Bowden, (1982).

O ambiente tectônico discriminado, com base em elementos-traço, foi de arco vulcânico (Figura 50, p.89). Ou seja, considerando a mineralogia, a composição modal e química, o padrão de enriquecimento em ETR e as implicações decorrentes disto discutidas acima, pode-se admitir que os granitos oxidados tipo I do depósito Bom Jesus foram gerados por processos de fusão associados à subducção de crosta oceânica, o que é compatível com o proposto por Santos *et al.* (2000; 2004) e Coutinho (2008d) para a evolução das rochas da região.

5.2 PETROGRAFIA, PARAGÊNESE E SUCESSÃO MINERAL DEVIDO AO HIDROTERMALISMO

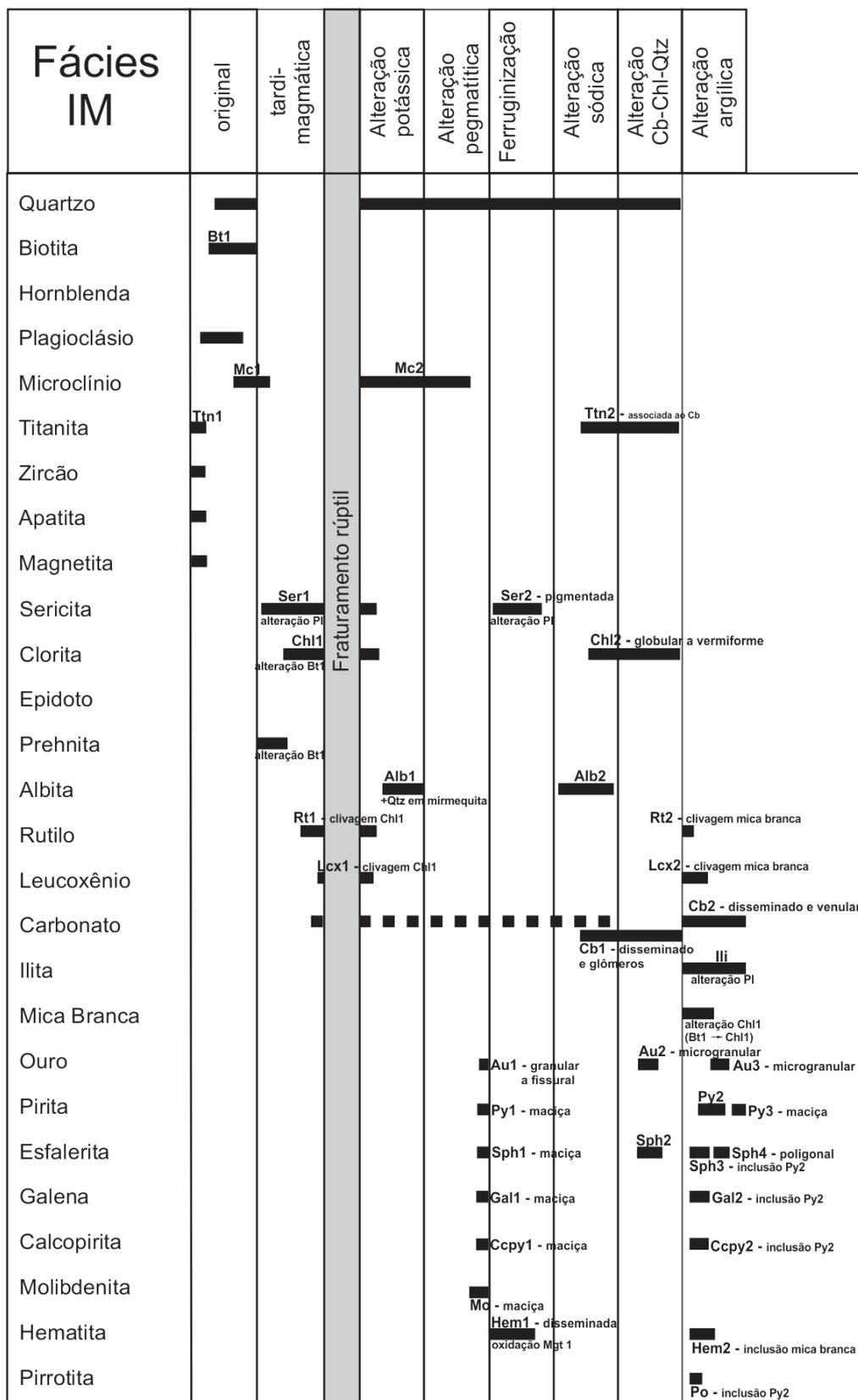
A petrografia permitiu a ordenação cronológica e a definição das paragêneses de cada alteração (Quadro 2), assim como a sucessão paragenética das três fácies de RMA mineralizadas (Quadro 3 e Quadro 4), que serão discutidas em conjunto com as informações petrográficas.



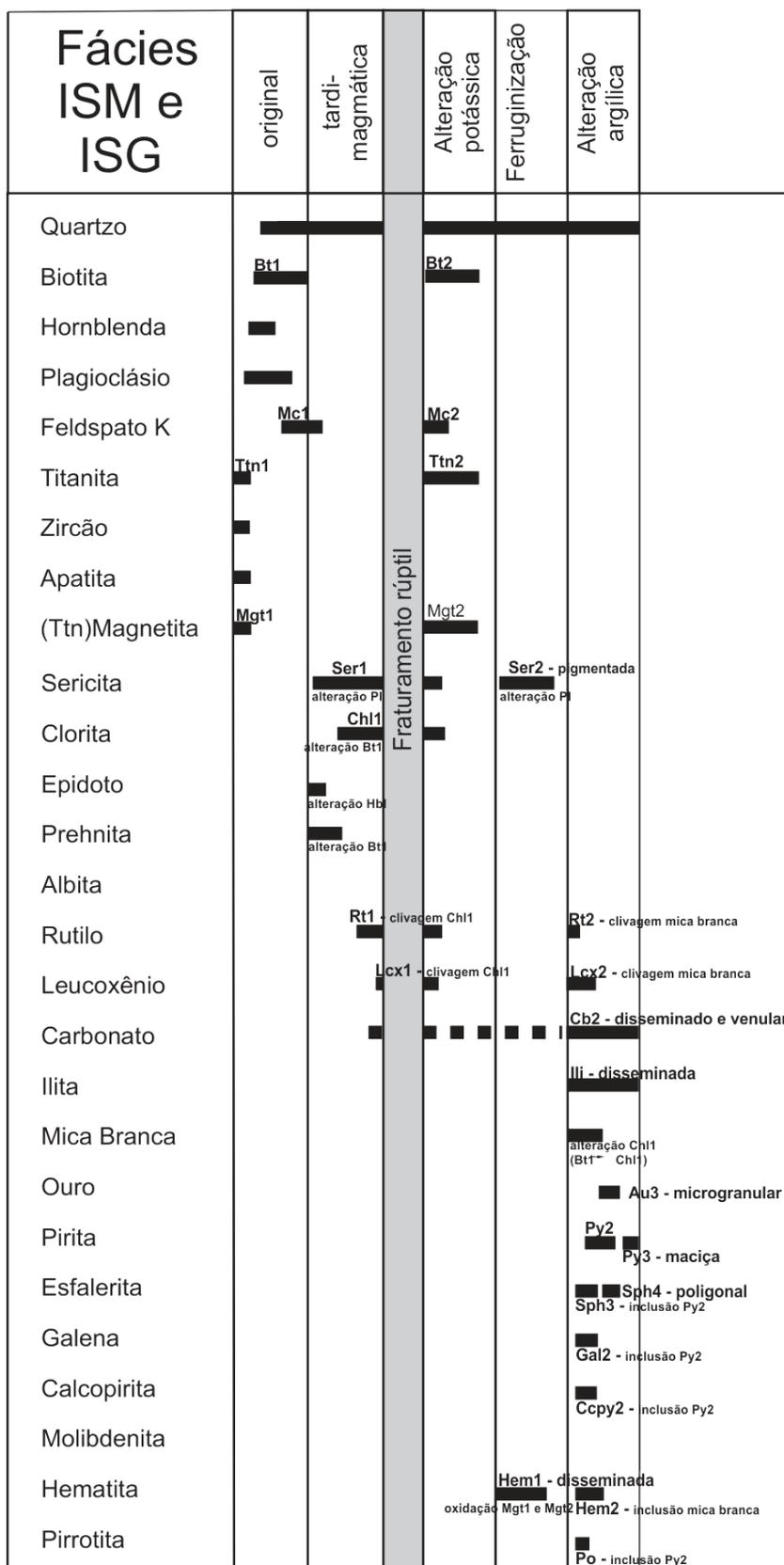
Quadro 2 - Cronologia das fases hidrotermais identificadas no depósito Bom Jesus e as paragêneses que as caracterizam. (Ser- sericita; Chl - clorita; Rt - rutilo; Lcx - leucoxênio; Mc - microclínio; Ab - albita; Qtz - quartzo; Bt - biotita; Ttn - titanita; Mgt - magnetita; Apa - apatita; Epi - epidoto; Hem - hematita; Cb - carbonato; Sph - esfalerita; Ili - ilita; Py - pirita; Wmca - mica branca).

A evolução das alterações hidrotermais se deu através de mecanismos distintos de cristalização mineral, sendo a substituição e o reequilíbrio os mecanismos mais frequentes. Feições de preenchimento de cavidades e de planos de fratura também são comuns e, neste caso, o mecanismo principal de cristalização foi a precipitação de minerais a partir de fluidos hidrotermais.

A primeira fase hidrotermal que sucedeu a alteração tardimagmática foi a alteração potássica, que teve respostas mineralógicas e mecanismos de alteração distintos nas diferentes fácies. Na fácies IM predominaram os mecanismos de substituição mineral e precipitação a partir de um fluido hidrotermal, uma vez que o microclínio (Mc2 - Quadro 3) é observado tanto substituindo o plagioclásio primário, quanto preenchendo vênulas delgadas e microfraturas. Já nas fácies ISM e ISG, nas quais a hornblenda e enclaves dioríticos estão presentes, predominou o mecanismo de reequilíbrio mineral. A hornblenda (Hbl - Quadro 4) alterou-se para biotita (Bt2), titanomagnetita (Mgt2) e titanita (Ttn2) e a quebra da biotita primária (Bt1 - Quadro 4) gerou clorita (Chl1) com acumulação de rutilo (Rt1) e/ou leucoxênio (Lcx1) nos planos de clivagem.



Quadro 3 - Sucessão paragenética observada na fácies IM. (Bt - biotita; Mc - microclínio; Ttn - titanita; Ser - sericita; Chl - clorita; Ab - albita; Rt - rutilo; Lcx - leucoxênio; Cb - carbonato; Au - ouro; Py - pirita; Sph - esfalerita; Gal - galena; Ccpy - calcopirita; Mo - molibdenita; Hem - hematita; Po - pirrotita).



Quadro 4 - Sucessão paragenética observada nas fácies ISM e ISG. (Bt - biotita; Mc - microclínio; Ttn - titanita; Ser - sericita; Chl - clorita; Rt - rutilo; Lcx -leucoxênio; Cb - carbonato; Au - ouro; Py - pirita; Sph - esfalerita; Gal - galena; Ccpy -calcopirita; Hem - hematita; Po – pirrotita).

A origem hidrotermal do microclínio da alteração potássica foi determinada com base em constatações petrográficas, tanto por este mineral ocorrer preenchendo vênulas e microfraturas em plagioclásio, quanto substituindo o plagioclásio primário. Esta substituição se traduz por feições de corrosão das bordas do plagioclásio parcialmente substituído, por “fantasmas” de plagioclásio em meio ao feldspato-K e pela presença de intercrescimento mirmequítico (PUTNIS *et al.*, 2007; MORAD *et al.*, 2009; PLÜMPER E PUTNIS, 2009; COLLINS, 1997) nas bordas dos plagioclásios envoltos por megacristais de microclínio. O intercrescimento mirmequítico gerado pela cristalização de feldspato-K secundário foi estudado por Collins (1997) e as feições petrográficas e as condições de geração das mirmequitas de diferentes rochas analisadas são muito semelhantes às que ocorrem na fácies IM do depósito Bom Jesus. Este autor, com o auxílio da catodoluminescência, determinou as modificações químicas envolvidas no processo de substituição do plagioclásio primário por feldspato-K secundário, confirmando a origem metassomática/hidrotermal da mirmequita gerada nestas condições.

A alteração potássica na fácies IM apresenta uma fase pegmatítica mineralizada. Apesar da ocorrência restrita, esta alteração é relevante, uma vez que tem uma fase precoce de mineralização aurífera associada a vênulas de quartzo, que se restringem a esses pegmatitos. A presença da mineralização e ausência de alteração no feldspato foram os critérios adotados para considerar os pegmatitos como sendo de origem hidrotermal e não ígnea. O estilo de mineralização é exclusivo desta alteração e se difere daquele observado na alteração argílica por conter sulfetos milimétricos livres (Sph1, Gal1, Ccpy1, Py1 - Quadro 4) em vênulas de quartzo e pela presença de molibdenita (Mo) e ouro granular (Au1), enquanto na outra fase de mineralização associada à alteração argílica esses sulfetos (Sph3, Gal2, Ccpy2 - Quadro 3) ocorrem inclusos na pirita (Py2) e o ouro é microgranular.

As fácies ISM e ISG não apresentam a mesma paragénese de alteração potássica que a fácies IM, uma vez que a presença da hornblenda no protólito exerceu controle sobre a resposta destas rochas mediante a ação do fluido responsável pela alteração. A composição da hornblenda permitiu a cristalização da biotita (Bt2) e os cátions excedentes desta reação de

reequilíbrio se cristalizaram sob a forma de titanomagnetita (Mgt2) e titanita (Ttn2).

A acumulação de rutilo (Rt1) nos planos de clivagem da clorita (Chl1), assim como a presença de titanita (Ttn2) e titanomagnetita (Mgt2) têm implicações na temperatura em que se processou esta alteração. Segundo Auboin *et al.* (1967) a titanomagnetita é instável em temperaturas inferiores a 600°C, a partir da qual ocorre exsolução do titânio da estrutura da magnetita. Em relação à quebra da biotita, estudos feitos por Xie *et al.* (2010) sugerem temperaturas inferiores a 400°C para a cristalização do rutilo nos planos de clivagem da clorita, assim como Deer *et al.* (1992) sugerem que o limite superior de estabilidade da clorita é de 400°C. Segundo Pirajno (2009) os fluidos responsáveis por processos de cristalização de novos minerais e reações de troca em condição *subsolidus* variam entre 800 – 600°C. Os processos *subsolidus* incluem reações de troca de cátions em feldspatos (Na por K ou K por Na), mudanças no arranjo estrutural dos feldspatos, albitização, microclinização e crescimento de micas tri-octaédricas (PIRAJNO, 2009). A cristalização dos minerais das duas paragêneses que caracterizam a alteração potássica é compatível com este intervalo de temperatura. A quebra da biotita, que se altera a clorita com rutilo nos planos de clivagem, deve ter sido decorrente do resfriamento do fluido/rocha, o que implica em uma origem tardia em relação à alteração potássica.

A presença dos minerais hidrotermais com titânio na composição é mais significativa nas fácies em que ocorrem os enclaves dioríticos. A assimilação destes deve ter enriquecido a rocha de forma heterogênea com magnetita, biotita e hornblenda, o que se verifica pela variação da quantidade de máficos na moda destas rochas (Apêndice B). Considerando a composição titanífera da biotita (Bt1 - MEV-ESD; Figura 19) e da hornblenda, tendo em vista os produtos da sua alteração (biotita e titanita hidrotermais), é possível supor que a titanita hidrotermal seja o resultado da manutenção do conteúdo de titânio da rocha, sem que necessariamente tenha havido aporte deste elemento ou remobilização significativa.

Com base em algumas observações e deduções relativas à alteração gerada a partir de fluidos enriquecidos em potássio, tais como a ampla sericitização tardimagmática do plagioclásio, a sugestão de elevadas temperaturas (>600°C) associadas à alteração potássica e presença da mineralização associada à alteração pegmatítica pode-se sugerir uma origem magmática para os fluidos responsáveis por essas alterações e, possivelmente, pela primeira fase de mineralização.

Na sucessão paragenética (Quadro 3; Quadro 4) dá-se destaque a um evento de fraturamento que antecede as demais fases hidrotermais, tendo em vista o controle que as fraturas exercem sobre as alterações. Devido à ausência de afloramentos e baseado somente na descrição dos testemunhos de sondagem não foi possível determinar a direção das fraturas e fazer qualquer correlação entre a alteração/mineralização e os eventos de deformação locais e/ou regionais.

A ferruginização é resultado da percolação de um fluido hidrotermal oxidante que oxidou magnetita primária e secundária (Mgt1 e Mgt2) em hematita (Hem1 - Quadro 3; Quadro 4) e enriqueceu o fluido com óxido de ferro, que pigmentou a sericita de alteração do plagioclásio primário. Esta pigmentação foi favorecida pela capacidade de adsorção dos argilominerais, que retiveram finas partículas de hematita (Figura 24, p.63). A sericita pigmentada foi gerada em mais de uma fase de alteração do plagioclásio, visto que foi identificada uma sericitização tardimagmática (Ser1) e uma fase de sericitização associada ao processo de ferruginização (Ser2). Esta segunda fase de sericitização fica bem caracterizada pela tendência de alteração no diagrama ternário plagioclásio-quartzo-sericita (Figura 43, p.81), no qual as amostras ferruginizadas apresentam uma maior porcentagem de sericita na composição, em relação às RMA.

Esta pigmentação tem sido atribuída ao processo de substituição do plagioclásio primário por feldspato-K secundário, nas chamadas “zonas vermelhas” que ocorrem nas adjacências de planos de fratura, em rochas graníticas (PUTNIS *et al.*, 2007; MORAD *et al.*, 2009; PLÜMPER E PUTNIS, 2009). Segundo estes autores, a pigmentação é resultante da presença de

rosetas e agulhas de hematita cristalina ocupando poros de dimensão nanométrica em feldspato-K. Estes poros seriam gerados durante as distintas fases de reequilíbrio do plagioclásio, que se inicia com a albitização e sericitização, sendo a sericita posteriormente substituída por feldspato-K em condição de pseudomorfismo, com aumento da atividade de K^+ no fluido (Figura 79, p.123; PLÜMPER E PUTNIS, 2009). Este feldspato-K é que contém as inclusões de hematita nos depósitos estudados pelos autores (*op. cit.*).

A ferruginização observada no depósito Bom Jesus mostra semelhança com este processo de pigmentação, sobretudo pela oxidação da magnetita e sericitização do plagioclásio. Entretanto, a substituição da sericita por feldspato-K, em pseudomorfismo, não é observada. Esta constatação é apoiada pela resposta negativa do produto da alteração do plagioclásio à colorimetria, pelo método cobaltinitrito. Desta forma pode-se considerar que a ferruginização se processou em condição de baixa atividade de Na^+ e de K^+ , mantendo as reações no campo de estabilidade da sericita (Figura 79) e, com isso a disseminação da hematita está na sericita e não no feldspato-K.

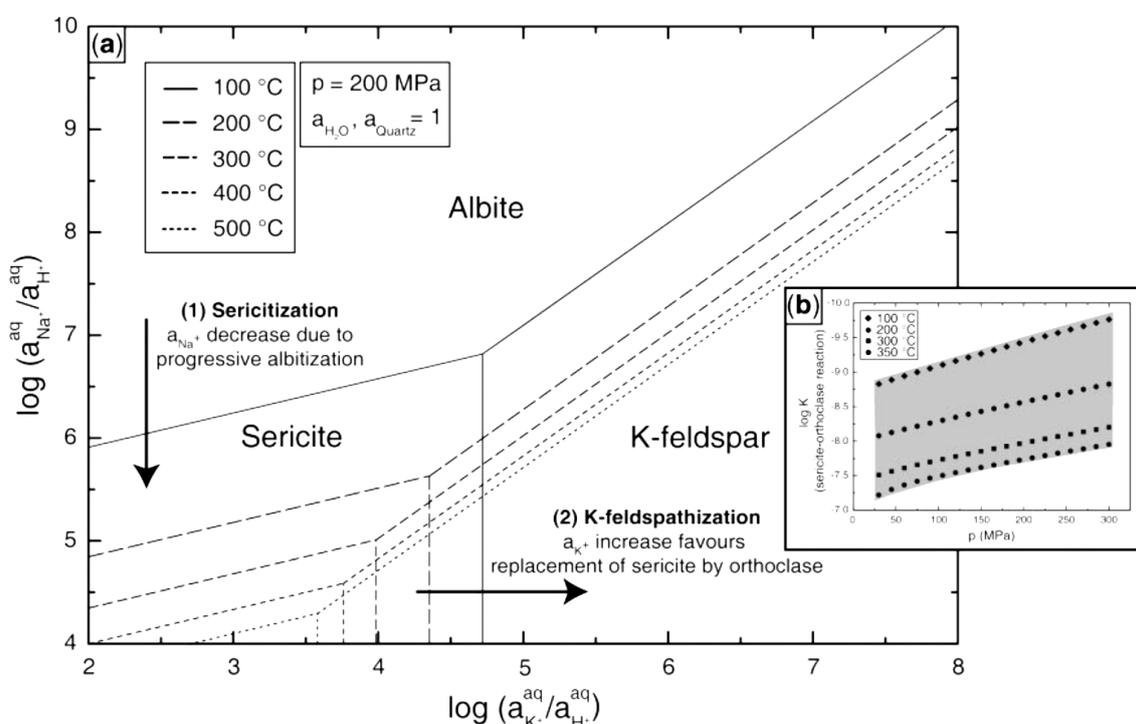


Figura 79 - Diagrama atividade-atividade mostrando a estabilidade da albite, sericita e ortoclásio a várias temperaturas e 200MPa. (b) Efeitos da pressão nas reações de substituição da sericita por ortoclásio onde a constante de equilíbrio k da reação

gradualmente aumenta com a diminuição da pressão dentro de um intervalo no qual a pressão cai de litostática a hidrostática. Fonte: Plümpfer e Putnis (2009).

Com base na manutenção da presença da clorita, gerada de forma tardia à alteração potássica, em meio às rochas ferruginizadas, pode-se inferir um limite máximo de temperatura de 400°C para a ferruginização no depósito Bom Jesus.

Uma relação genética entre a alteração potássica e a ferruginização não está sendo considerada, visto que os fluidos geradores destas alterações apresentam controles distintos. Enquanto para alteração potássica o fluido teve uma migração homogênea, na ferruginização o controle exercido pelas fraturas é óbvio. Se houvesse uma relação direta entre a ferruginização e a alteração potássica, ainda que de forma tardia, a distribuição provável da pigmentação seria mais homogênea e não seriam observadas rochas ferruginizadas sem feldspato potássico secundário na composição. Soma-se a isto o fato de que as reações associadas à ferruginização se mantiveram no campo de estabilidade da sericita. Se um fluido potássico estivesse envolvido no processo de ferruginização as reações no feldspato teriam sido deslocadas para o campo de estabilidade do feldspato-K (Figura 79), com substituição da sericita por ortoclásio.

Desta forma a ferruginização, que pode até ter se desenvolvido durante a fase final de potassificação da rocha, se desenvolveu a partir da invasão do sistema hidrotermal por fluidos de origem distinta e, provavelmente não magmática, que instabilizou a magnetita, e reduziu ou anulou a atividade dos íons K^+ no fluido.

Essa pigmentação por óxido de ferro controlada por falhas e fraturas foi descrita por Biondi *et al.* (2009) no depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, localizado no MT. Entretanto, se diferencia do depósito Bom Jesus, por ser a última fase de alteração observada e por conter mineralização em cobre e ouro associada.

Silva *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (2002) descrevem esta pigmentação no granito Batalha, assim como Echeverri-misas (2010) no granito Palito, porém não mencionam um controle estrutural para a mesma, que foi relacionada ao metassomatismo potássico. Borges *et al.* (2009) descrevem no granito São

Jorge pigmentação semelhante à do depósito Bom Jesus, associada à descalcificação e à alteração do plagioclásio ígneo, na zona de alteração denominada propilítica, na qual a cloritização da biotita foi intensa.

A última fase de alteração que afetou as rochas do depósito Bom Jesus foi a alteração argílica, que se caracteriza pela substituição dos minerais pretéritos por illita, carbonato, quartzo e pirita, com destruição da textura ígnea e migração do fluido segundo fraturas e microfraturas.

A alteração argílica avançou por dois processos: (i) a argilização do plagioclásio associada a hidrólise, no qual predominou o mecanismo de reequilíbrio mineral, com cristalização de illita e liberação de Na^+ e Ca^{2+} para o fluido; (ii) ataque químico do microclínio (Mc1 e Mc2 - Quadro 3; Quadro 4) por um fluido carbônico, no qual o mecanismo de substituição mineral foi importante e resultou em cristalização de dolomita (Cb2), com a concomitante geração de espaço. A sílica cristalizou nesses vazios, sob a forma de quartzo, justificando seu hábito hexagonal e bipiramidal. Por isso há a associação entre quartzo euédrico e o carbonato, nestes núcleos (Figura 27), em meio a matriz argílica. Este processo de substituição do microclínio liberou alguns cátions, tais como K^+ , Al^{3+} e Si^{4+} para o fluido.

A clorita com rutilo e/ou leucoxênio (Chl1, Rt1 e Lcx1), resultante do reequilíbrio da biotita primária (Bt1) passou por novo reequilíbrio, se transformando em uma mica branca e preservando os minerais de titânio (Rt2 e Lcx2) nos planos de clivagem, devido à imobilidade do titânio. Com este reequilíbrio, cátions de Mg^{2+} e Fe foram liberados para o fluido.

Supõe-se que os cátions excedentes do processo de transformação mineral foram assimilados pelos minerais hidrotermais que constituem a própria paragênese da alteração. O Ca^{2+} liberado da hidrólise do plagioclásio e o Mg^{2+} do reequilíbrio da clorita (Chl1) foram incorporados na estrutura da dolomita (Cb2) e os cátions K^+ , Al^{3+} e Si^{4+} liberados pela substituição do microclínio (Mc1 e Mc2) se reorganizam formando mais illita. Desta forma, os fluidos carbônicos teriam incrementado a alteração argílica e o sistema, de certa forma, teria se autoalimentado em termos de cátions de elementos maiores.

A presença da illita na paragênese sugere condições temperatura da ordem de 200-300°C, visto que abaixo deste limite predomina a smectita e acima a muscovita, assim como sugere fluidos ricos em CO₂ e fracamente ácidos (THOMPSON e THOMPSON, 1996). Pirajno (2009) sugere temperaturas semelhantes para esta alteração, 100-300°C, que se forma sob intensa atividade de H⁺ e lixiviação ácida.

A mineralização está espacialmente associada à argilização, o que se reflete no diagrama ternário (titanita-rutilo-leucóxênio)+quartzo+opaco (Figura 45), que mostra maior porcentagem de opacos (Py1, Gal2, Sph3, Ccpy2, Po e Sph4) associados às rochas argilizadas. Adicionalmente a identificação da inclusão de cristais de dolomita euédrica (Cb2?) em um cristal de esfalerita (Sph3), ambos inclusos em uma pirita (Py2) disseminada na alteração argílica (Figura 29), permite supor uma relação genética entre o fluido mineralizador e o fluido carbônico que participou da alteração argílica.

A fácies IM apresenta alguns tipos particulares de alteração, as quais têm ocorrência restrita e que podem ter implicações em relação às condições/ambientes de formação, como é o caso da alteração pegmatítica mineralizada já discutida anteriormente. A alteração sódica e a alteração com Cb-Chl-Qtz e sua variante com carbonato lamelar (*bladed*) por suas características, sobretudo pelas feições de preenchimento de cavidades e espaços vazios, também têm implicações na profundidade e na condição de pressão em que estas se processaram.

A alteração menos compreendida é a denominada sódica, para a qual há dúvidas em relação à cronologia e à relação espacial com as demais alterações, porém, com base em indícios petrográficos, esta foi temporalmente posicionada entre a ferruginização e a alteração argílica (Quadro 3).

Como resultado desta alteração observam-se rochas denominadas albititos, que segundo Pirajno (2009) são rochas leucocráticas constituídas basicamente por albita e quartzo, cuja paragênese e estilo de alteração dependem da mineralogia e do tipo da rocha alterada. O processo de albitização pode afetar as rochas de forma heterogênea, produzir grandes volumes de albititos ou em alguns casos o material albitizado pode ser injetado

como apófises nas rochas encaixantes (PIRAJNO, 2009; CASTORINA *et al.*, 2006).

A origem hidrotermal da albita no depósito Bom Jesus foi atribuída em função do seu caráter mais sódico, se comparado ao do feldspato comum nas RMA (oligoclásio-andesina) e pela ausência das alterações típicas, duas fases de sericitização e a ferruginização, que são observadas em todas as rochas onde o plagioclásio primário está preservado.

O óxido de ferro não está ausente nos albititos, porém seu comportamento intersticial e não como um pigmento na sericita, se difere do padrão e pode sugerir que a rocha antes do processo de albitização estava ferruginizada (Quadro 2). O ferro teria sido expulso da estrutura da sericita (Ser1+Ser2) quando houve a substituição do plagioclásio pela albita hidrotermal (Ab2), motivo pelo qual o óxido se encontra entre estes cristais. Esta observação permite posicionar a albitização como sendo posterior a ferruginização, entretanto a relação com a alteração que a sucede não é tão óbvia.

A paragênese clorita + quartzo ± carbonato ± titanita (Quadro 2) ocorre envolvendo agregados de cristais de albita, formando as “manchas verdes” (Figura 30, p.69) observadas mesoscopicamente. A relação petrográfica entre estes minerais e a albita não permite afirmar que todos constituam uma única paragênese de alteração. Mark (1998), estudando a geração de albititos a partir de tonalitos do distrito de Cloncurry – Austrália descreve a ocorrência tardia de quartzo, clorita e em menor proporção de calcita, junto aos albititos. Thompson e Thompson (1996) também julgam que a albitização é precoce em relação à cristalização da clorita, quando ambos ocorrem associados nos albititos. Já Castorina *et al.* (2006) consideram para os albititos da Sardinia Central que o quartzo e a clorita integram a paragênese de alteração e são resultantes da interação entre o fluido responsável pela albitização e os minerais da rocha encaixante.

Como a paragênese que define a alteração Cb-Chl-Qtz (Cb+Chl+Qtz±Ttn±Sph) é muito similar a essa que foi observada junto aos albititos (Chl+Qtz±Cb±Ttn) e como não se confirmou nenhuma relação paragenética com a albita hidrotermal, entende-se que estas duas paragêneses

mencionadas pertencem a mesma alteração (Cb-Chl-Qtz). Ou seja, apenas há uma relação espacial entre esta alteração e os albititos, mas não necessariamente genética. A ideia de que não haja relação genética entre a paragênese $\text{Chl}+\text{Qtz}\pm\text{Cb}\pm\text{Ttn}$ e os albititos é corroborada pelo preenchimento tardio das cavidades de dissolução por quartzo e pelas feições de corrosão tardias na albita, geradas pelo carbonato. Estes dois minerais teriam sido introduzidos nos albititos pelo mesmo fluido que gerou a alteração com carbonato, clorita e quartzo.

A origem dos fluidos geradores de albititos ainda não é consensual, mas alguns estudos sugerem uma origem magmática, podendo haver mistura com fluidos meteóricos e temperaturas que podem variar entre 120-600°C (PIRAJNO, 2009; CASTORINA *et al.*, 2006; PALOMBA, 2001; MARK, 1998, CHAROY e POLLARD, 1989).

A alteração Cb-Chl-Qtz também exclusiva da fácies IM, assim como a alteração sódica, apresenta relações temporais pouco claras. A associação espacial entre essa alteração e a ferruginização foi o critério utilizado para o posicionamento temporal da mesma entre a ferruginização e a alteração argílica. Ainda, tendo em vista feições tardias de preenchimento de cavidade e corrosão da albita hidrotermal por minerais da alteração Cb-Chl-Qtz, esta foi considerada posterior aos albititos. (Quadro 2).

O principal mecanismo de alteração foi o de substituição mineral com a concomitante geração de espaço. A paragênese $\text{Cb}+\text{Chl}+\text{Qtz}\pm\text{Ttn}\pm\text{Sph}$ substitui praticamente todos os minerais da rocha, preservando apenas o plagioclásio ferruginizado. A textura associada a esta alteração e a da alteração argílica são similares, uma vez que o processo de evolução da alteração deve ter sido semelhante, com ataque químico a partir de um fluido carbônico, mas que nesta alteração foi mais efetivo e provocou a dissolução do microclínio, do quartzo e da clorita (Chl_2) gerando espaço e cristalizando dolomita. A sílica recristaliza sob a forma de quartzo com dimensão menor que 0,02mm junto ao carbonato e à clorita, estes de dimensões semelhantes ou sob a forma euédrica (hexagonal) envolvido exclusivamente por carbonato placóide, ambos com dimensão entre 0,5-2.0mm. De forma geral as duas alterações diferem pela preservação do plagioclásio e pela mineralogia, visto que na alteração argílica predomina a illita, ausente na alteração Cb-Chl-Qtz, na

qual uma clorita férrica está presente. Outra diferença importante diz respeito aos sulfetos, o que é explicitado no diagrama ternário (Ttn+Rt+Lcx)-Qtz-Op (Figura 45, p.83). A sobreposição das amostras da alteração Cb-Chl-Qtz na aresta oposta ao vértice dos minerais opacos ressalta a ausência dos mesmos na composição destas rochas.

Do ponto de vista do fluido hidrotermal pode-se assumir que o mesmo tinha uma elevada pressão parcial de CO₂, dada a ampla participação do carbonato e uma reduzida capacidade de hidrólise (atividade de H⁺), considerando a preservação do plagioclásio.

A variação desta paragênese que apresenta carbonato lamelar (*bladed*), clorita vermiforme e quartzo distingue-se da alteração Cb-Chl-Qtz basicamente pelo hábito do carbonato e da clorita. O que as diferenciou pode ter sido a ebulição local do fluido durante a cristalização. Em espaços abertos a calcita cristaliza devido à ebulição e exsolução de CO₂ e o hábito lamelar da mesma (*bladed* ou *platy*) é considerado diagnóstico deste processo (WHITE e HEDENQUIST, 1990; THOMPSON e THOMPSON, 1996; PIRAJNO, 2009). A condição de ebulição do fluido, assim como a geração de espaço durante a alteração, têm implicações na profundidade e na pressão em que se processou esta alteração. Estas feições são típicas de rocha alteradas em pouca profundidade (WHITE e HENDEQUIST, 1995; BARNES, 1997), a geração de espaço sugere uma baixa pressão litostática e a ebulição dos fluidos uma mudança na condição de pressão, que passa de litostática para hidrostática (WHITE E HENDEQUIST, 1990; 1995).

Tentou-se classificar a alteração Cb-Chl-Qtz considerando os tipos mais frequentemente de alteração em depósitos de ouro hospedados em rochas graníticas e o tipo que mais se assemelha a esta alteração em termos paragenéticos é a propilítica. Segundo Pirajno (2009) a propilitização tem como minerais típicos o epidoto, a clorita, o carbonato, a albita, o feldspato-K e a pirita e se caracteriza pela adição de água, CO₂ e localmente S, com metassomatismo H⁺ pouco expressivo. Entretanto, Robb (2004) considera que esta alteração se forma em resposta ao metassomatismo H⁺, com baixa razão fluido/rocha e com pequenas quantidades de carbonato e epidoto associados. Já para Barnes (1997) o termo propilítico se refere à presença concomitante de albita, epidoto e clorita, sem que haja mudanças composicionais significativas

na rocha. As características da alteração Cb-Chl-Qtz se assemelham com a definição de Pirajno (2009) para a alteração propilítica, sobretudo pelo processo envolvido (adição de CO₂ e H₂O e baixa atividade hidrolítica). Contudo, o caráter pervasivo desta alteração, ao invés do caráter seletivo esperado para a alteração propilítica e a predominância de carbonato, ante os demais minerais (clorita e quartzo), dificulta o enquadramento da alteração Cb-Chl-Qtz como sendo propilítica.

As alterações em que predominam o carbonato e a clorita não são tão frequentes e foram descritas em depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço – VHMS (GEMMELL e FULTON, 2001; LARGE *et al.*, 2001), depósitos orogênico, sobretudo filonianos relacionados a cinturões de rochas verdes (BOYLE, 1955; KERRICH, *et al.*, 1894; PHILLIPS e BROWN, 1987; PIRAJNO, 2009) e em fácies distais de depósitos zonados de ferro oxidado, cobre e ouro – IOCG (RIEGER *et al.*, 2008). Nenhuma destas situações é compatível com a do depósito Bom Jesus.

5.3 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS E SUAS ALTERAÇÕES

5.3.1 Mobilidade das substâncias durante a alteração

Em relação aos testes de imobilidade aplicados nesta pesquisa verificam-se algumas incongruências. Algumas substâncias que se mostraram móveis aplicando a metodologia proposta por McLean e Kranidiotis (1987) e MacLean e Barret (1993), tal como a sílica e a alumina (Figura 51, p.91) se mostraram imóveis, com valores f_v próximos de 1, aplicando a metodologia proposta por Gresen (1967). Da mesma forma o titânio que se mostrou imóvel aplicando a metodologia proposta por McLean e Kranidiotis (1987) (Figura 51), no método de Gresen (1967) apresentou valores médios de f_v que sugerem mobilidade, com desvio padrão elevados. O zircônio, da mesma forma também apresenta valores de f_v que sugerem mobilidade e por este motivo estes elementos (Ti e Zr) não foram usados nos cálculos de ganhos e perdas.

Acredita-se que os altos índices de correlação obtidos nos métodos de McLean e Kranidiotis (1987) para o par Zr-TiO₂, assim como os elevados índices obtidos para alguns pares considerando o TiO₂ como elemento imóvel (TiO₂-P₂O₅, TiO₂-Fe₂O₃ e TiO₂-MgO - Figura 53, p.94), na verdade não refletem a imobilidade dos pares testados, mas sugerem um comportamento geoquímico semelhante. Ou seja, esses pares de elementos com boa correlação foram afetados pelos mesmos processos de alteração, mas não necessariamente foram mobilizados nas mesmas proporções.

Alguns exemplos são os pares TiO₂-P₂O₅, TiO₂-Fe₂O₃ e TiO₂-MgO, que apresentam índices de correlação próximos a 1 (Figura 53). Os diversos minerais que apresentam na sua composição estas substâncias têm relações paragenéticas evidentes e ocorrem nos diferentes tipos de alteração. Dentre estes minerais podem ser citados titanita, leucoxênio, rutilo, apatita, clorita, dolomita, magnetita e pirita. Alguns exemplos de paragênese que ilustram a relação entre esses minerais são biotita+titanita+magnetita+apatita±clorita e clorita+rutilo+leucoxênio, ambas na alteração potássica, carbonato(dolomita)+clorita+quartzo±titanita±esfalerita, na alteração Cb-Chl-Qtz e ilita+carbonato(dolomita)+quartzo+pirita±esfalerita, da alteração argílica. Na definição destas paragêneses os minerais que representam as substâncias com alto índice de correlação participam em diferentes combinações e a presença dos mesmos é constante nos diferentes tipos de alteração hidrotermal. Desta forma não se pode aceitar tão somente o valor do índice de correlação dos pares como critério para definir a imobilidade, uma vez que há controle geoquímico na correlação entre as substâncias.

O cálculo das razões entre as substâncias (Tabela 9, p.96) sugere também semelhança no comportamento geoquímico e não imobilidade, visto que os pares de elementos acima mencionados (TiO₂-P₂O₅, TiO₂-Fe₂O₃ e TiO₂-MgO) apresentam valores de desvio padrão reduzidos, diferindo em ±15% do valor médio. Reforça a ideia de que estas razões mostram melhor a semelhança geoquímica, do que a imobilidade, o fato de que a razão TiO₂-P₂O₅ teve menor desvio padrão (6% em relação a média - Tabela 9) na fácies ISM, na qual a paragênese biotita+titanita+magnetita+apatita±clorita melhor se desenvolveu. Da mesma forma os menores valores de desvio padrão obtidos

foram das razões calculadas a partir de substâncias cujo comportamento geoquímico semelhante é conhecido, Yb:Lu, K₂O:Rb e Zr:Hf (MCLEAN e BARRET,1993), com o intuito justamente de constatar esta observação.

Essa sugestão do comportamento geoquímico semelhante é corroborada pela distribuição similar dos valores de f_v de alguns elementos, tais como P₂O₅, Fe₂O₃, TiO₂ e Zr, para cada tipo de alteração hidrotermal (Figura 55, p.100) e, estas mesmas substâncias apresentam valores de f_v que diferem consideravelmente do esperado para elementos imóveis ($f_v \approx 1$).

Tendo em vista essas considerações e o fato de a metodologia proposta por Gresen (1967) balizar os cálculos considerando não somente a variação de teores, mas também a variação do peso específico, adotou-se essa como metodologia para avaliação e quantificação dos efeitos do hidrotermalismo sobre as alterações em questão. Assim como se assumiu, tendo em vista os valores de f_v calculados, que a sílica e o alumínio foram as substâncias menos móveis, aplicando o valor f_v das mesmas nos cálculos de ganhos e perdas de massa.

Em relação ao titânio, considerado do ponto de vista geoquímico como um elemento imóvel e que a petrografia mostrou inúmeras situações em que este elemento foi de fato imóvel, acredita-se que os diferentes valores de f_v calculados podem ter sido influenciados por variações composicionais do protólito. A fácies na qual o valor do f_v do titânio que mais se difere de 1 foi justamente a fácies ISM ($f_v = 0,65$) que, conforme já mencionado, apresenta heterogeneidade composicional em função da assimilação de enclaves, que enriqueceram a rocha de forma heterogênea com biotita e hornblenda titanífera e com magnetita.

Porém não se pode descartar a possibilidade de alguma mobilidade deste elemento. A fácies IM, que é relativamente homogênea do ponto de vista composicional e que apresenta a titanita como mineral hidrotermal integrando a paragênese da alteração Cb-Chl-Qtz, não apresenta valores de f_v que sugiram imobilidade. Porém, esta questão da imobilidade das substâncias ante os fluidos hidrotermais é complexa e requer um estudo mais aprofundado, que não está no escopo desta pesquisa.

5.3.2 Elementos maiores, menores e traço

As rochas do Depósito Bom Jesus foram quimicamente modificadas por fluidos hidrotermais, porém a quantificação dessas variações foi dificultada pelo fato de não terem sido encontradas rochas inalteradas. Como as RMA apresentam sobreposição da alteração tardimagmática e potássica, as modificações químicas impostas por estas alterações sobre a composição dos protólitos não pôde ser avaliada.

A ferruginização, por se tratar de um processo de oxidação e de pigmentação, não impõe modificações químicas significativas às rochas. No entanto, a composição das rochas ferruginizadas é heterogênea, do ponto de vista químico, conforme ressaltam os gráficos de ganhos e perdas (Figura 59). Atribui-se este comportamento ao fato de que estas rochas refletem a heterogeneidade das RMA (com alteração tardimagmática + alteração potássica). Desta forma, considera-se que os ganhos de potássio e magnésio com a perda concomitante de cálcio e sódio representam as modificações impostas pela alteração potássica, que se traduzem pela cristalização/substituição do plagioclásio por microclínio, a cristalização de biotita hidrotermal e a cloritização da biotita ígnea. A variação dos elementos traço (Figura 60) corrobora isto e os ganhos de elementos calcófilos, por serem pouco expressivos, devem estar relacionados a variações na composição das rochas.

Na alteração argílica o comportamento químico dos elementos maiores e menores é mais homogêneo do que o observado na ferruginização. A argilização se processa com ganhos de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , LOI, C e S, além de perdas de SiO_2 e Na_2O (Figura 80). A adição de ferro e enxofre na rocha se traduz pela cristalização de pirita. Os ganhos em alumina e potássio foram necessários para que o plagioclásio se alterasse para illita, uma vez que a estrutura deste mineral demanda mais alumínio do que o contido no feldspato, além de não dispor do potássio necessário. Da mesma forma o aporte de magnésio e carbono também foi necessário para cristalizar o

carbonato, juntamente com o cálcio excedente do reequilíbrio do plagioclásio. A perda de sódio e sílica corresponde aos cátions não assimilados na estrutura dos minerais e que foram lixiviados. O incremento da perda ao fogo é resultado tanto da adição de água quanto de CO₂ à rocha.

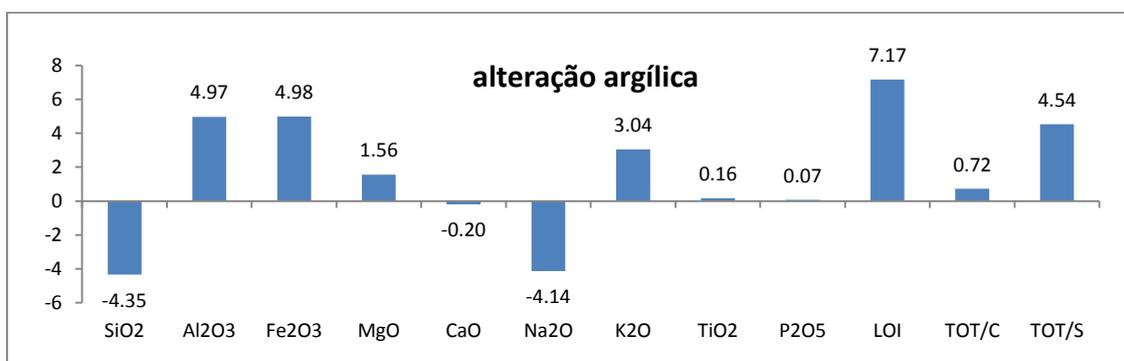


Figura 80 - Valores médios das modificações dos elementos maiores, menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais, das rochas com alteração argílica (Fácies IM, ISM e ISG).

As modificações das concentrações dos elementos traço (Figura 81) decorrentes desta alteração são compatíveis com as modificações mineralógicas sugeridas. A perda de bário e estrôncio se deve ao processo de substituição do microclínio por carbonato, uma vez que estes possuem comportamento químico (tamanho e/ou carga) similar ao do potássio, sobretudo o bário que tende a substituí-lo na estrutura do feldspato-K (DRAKE *et al.*, 2008). O ganho de rubídio nestas rochas também se deve a similaridade no comportamento entre este cátion e o potássio, que substitui o K⁺, preferencialmente, na estrutura das micas (DRAKE *et al.*, 2008), podendo este ter sido assimilado na estrutura da illita.

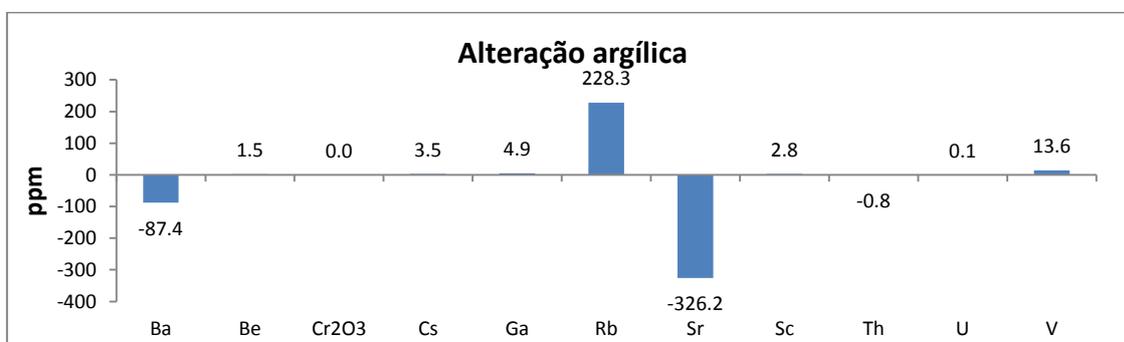


Figura 81 - Valores médios das modificações dos elementos traço das rochas com alteração argílica (Fácies IM, ISM e ISG).

A alteração argílica, diferentemente das demais, foi a que exibiu os maiores ganhos de elementos calcófilos e enxofre, sendo que esta se faz com ganhos de cobre, chumbo, zinco, arsênio, cádmio, bismuto e ouro (Figura 82). A fácies IM foi a que teve o maior ganho de metais, chegando a 11.850 ppm de zinco e 2.075 ppb de ouro, enquanto o ganho de enxofre (8,8%) e de arsênio (750 ppm) foi maior na fácies ISG, que praticamente não exhibe ganho de zinco (44 ppm). As rochas argilizadas da fácies ISM foram as que apresentaram os menores ganhos de elementos calcófilos, relativamente às demais. Nesta fácies o padrão de alteração e disseminação de sulfeto se restringe aos envelopes centimétricos de alteração no entorno das vênulas. Isso poderia sugerir que esta fácies encontrava-se mais distante da origem do fluido responsável pela alteração/mineralização. Desta forma a capacidade de reação e o conteúdo metálico do fluido eram menores, em relação às outras duas fácies que apresentam zonas de alteração mais extensas e contínuas lateralmente e ganhos mais significativos de elementos calcófilos, sobretudo zinco e ouro. Quando se faz uma análise dos teores de ouro, constata-se que a mineralização mais importante de fato se associa a fácies IM, seguida dos teores da fácies ISG, corroborando essa suposição.

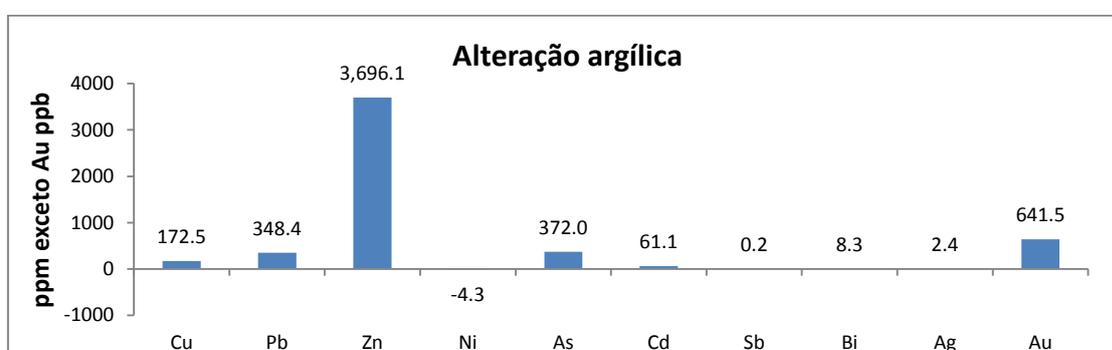


Figura 82 - Valores médios das modificações dos elementos calcófilos das rochas com alteração argílica (Fácies IM, ISM, ISG).

A alteração sódica, responsável pela geração dos albitos impôs um padrão de ganhos e perdas diferenciado das demais alterações, exibindo enriquecimento em Na_2O e ganhos menores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , perda ao fogo e C, além da perda de K_2O . A SiO_2 , o CaO , o TiO_2 e o P_2O_5 foram imóveis durante a alteração ou assimilados na estrutura dos novos minerais (Figura 83).

O sódio foi incorporado na estrutura da albita hidrotermal, amplamente cristalizada, substituindo o plagioclásio sericitizado e ferruginizado e o microclínio, com perda de potássio relativa à saída deste cátion da estrutura do microclínio e em parte da estrutura da sericita de alteração do plagioclásio. Os ganhos em ferro e, ao menos em parte, de alumina, magnésio e perda ao fogo estão relacionados à presença da clorita férrica, assim como os ganhos de carbono e parte do magnésio e perda ao fogo se devem a presença da dolomita. Entretanto, considera-se que estes dois minerais, juntamente com a sílica, integram a paragênese da alteração Cb-Chl-Qtz, que se encontra sobreposta aos albitos. Desta forma o ganho destas substâncias deve ser desconsiderado e apenas a adição de sódio e a lixiviação do potássio podem ser consideradas como representativas da alteração sódica.

A imobilidade da sílica sugerida pela ausência de perdas e ganhos deve ser avaliada com cautela, visto que o quartzo era um mineral integrante da rocha que foi substituída exclusivamente por albita. A alteração sódica foi superposta pela alteração Cb-Chl-Qtz que trouxe sílica e a cristalizou sob a forma de quartzo em paragênese e preenchendo cavidades de dissolução das rochas albitizadas. Desta forma pode-se supor que a alteração sódica se processou com perda de sílica e que a superposição da alteração Cb-Chl-Qtz adicionou sílica à rocha, em proporção semelhante ao que teria sido lixiviado, deixando o balanço desta substância neutro.

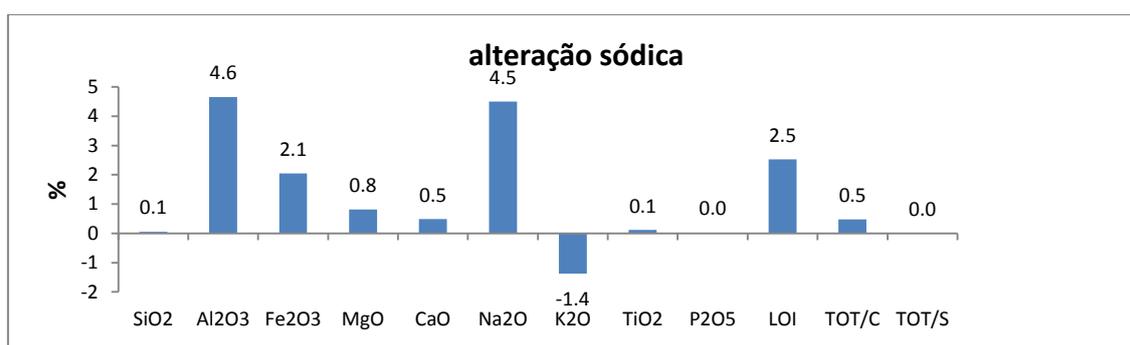


Figura 83 - Valores médios das modificações dos elementos maiores, menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais das rochas com alteração sódica (fácies IM).

A perda de elementos traço (Figura 84) observada corrobora a cristalização da albita hidrotermal como produto da substituição do plagioclásio

e do microclínio presentes na rocha pretérita. As perdas de Ba e Rb se devem a dissolução do microclínio, uma vez que estes elementos têm comportamento geoquímico semelhante ao potássio e o substituem na estrutura deste mineral. O mesmo raciocínio é aplicável à perda de Sr, já que este tem comportamento similar ao do Ca e pode substituí-lo na estrutura do plagioclásio.

Segundo Castorina *et al.* (2006) os albitos mostram, em geral, ganhos consideráveis de Na₂O, leve enriquecimento em Al₂O₃ e depleção variável em Fe₂O₃ total, K₂O, Ba, Pb, Zn e V. As substâncias tipicamente imóveis são SiO₂, TiO₂, CaO, Th, Y, Zr e Nb. Porém, não há consenso entre os autores em relação à mobilidade da SiO₂, CaO, Fe₂O₃, e MgO (CASTORINA *et al.*, 2006; PALOMBA, 2001; MARK, 1998, CHAROY e POLLARD, 1989). De forma geral, o padrão de modificação química dos albitos do depósito Bom Jesus é coerente com comportamento sugerido pelos autores acima citados, ao menos em relação aos consensos.

Esta alteração não teve modificação nas concentrações de elementos calcófilos, em relação à composição do protólito, motivo pelo qual não serão discutidos os ganhos e perdas relativas a estes elementos.

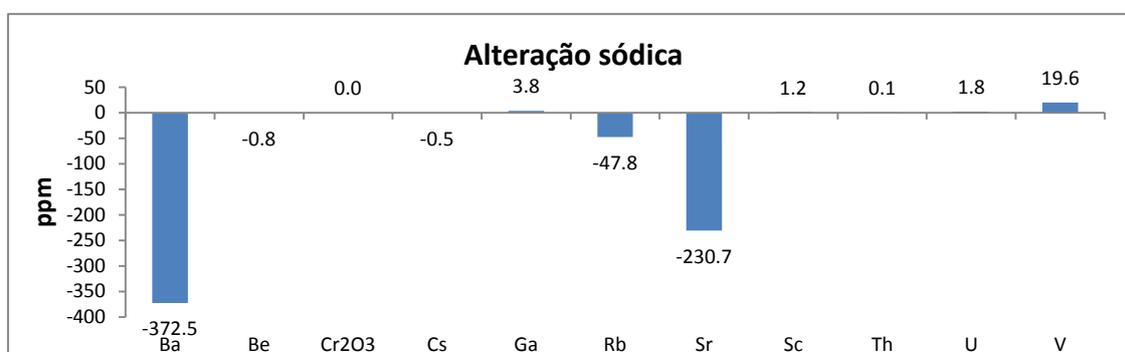


Figura 84 - Valores médios das modificações dos elementos traço das rochas com alteração sódica (fácies IM).

A alteração Cb-Chl-Qtz se processa com ganho de Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, perda ao fogo e C, com alguma perda de Na₂O. O ferro e parte da alumina e do magnésio são cristalizados sob a forma de clorita, assim como o carbono, o cálcio e parte do magnésio sob a forma da dolomita. O ganho de potássio deve estar relacionado a processos de alteração anteriores, com a sericitização do plagioclásio e a cristalização de microclínio resultante da alteração potássica. Parte do ganho de alumina e a perda de sódio podem

também ser relativas à sericitização do plagioclásio, visto que este mineral foi o único preservado desta alteração.

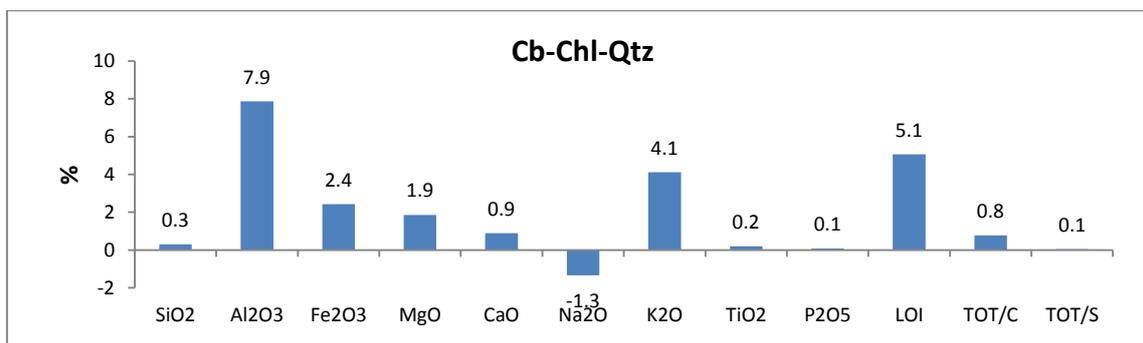


Figura 85 - Valores médios das modificações das concentrações dos elementos maiores, menores, perda ao fogo, enxofre (TOT/S) e carbono (TOT/C) totais, das rochas com alteração Cb-Chl-Qtz.

Essa alteração, conforme já discutido, se assemelha à alteração argílica pela textura e mostra também similaridade química, conforme se constata pela comparação entre as curvas de perdas e ganhos das duas alterações (Figura 86). As diferenças estão basicamente na ausência de ganho de enxofre na alteração Cb-Chl-Qtz, comportamento esperado em função da ausência de sulfetos associados a esta alteração, e pela perda mais extrema de sódio na alteração argílica, visto que nesta há substituição completa do plagioclásio, enquanto na outra este não é afetado pela ação do fluido.

Considerando a semelhança na textura, resultante do processo de evolução da alteração e o fato de que a principal diferença entre as duas está no tipo do argilomineral, esta semelhança no comportamento químico seria esperada, e permitem sugerir composições relativamente semelhantes dos fluidos responsáveis por ambas as alterações. A principal diferença estaria na pressão parcial CO₂ mais efetiva na alteração Cb-Chl-Qtz e uma atividade hidrolítica predominante na alteração argílica.

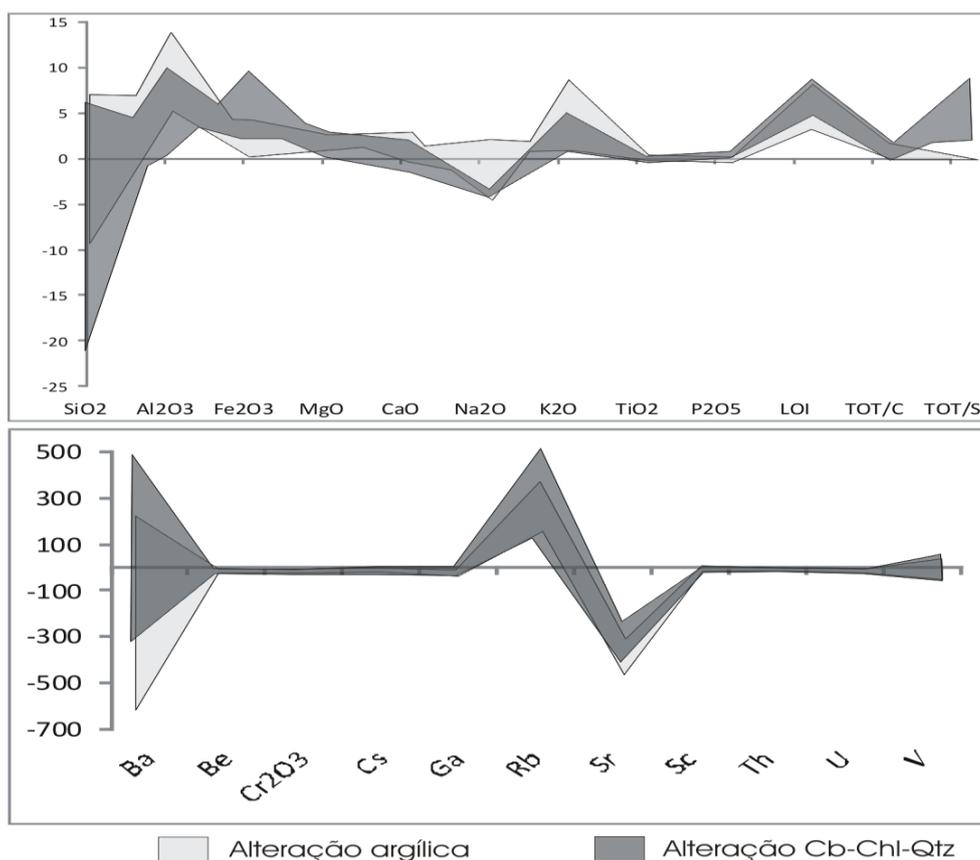


Figura 86 - Sobreposição das curvas de perdas e ganhos da alteração argílica e Cb-Chl-Qtz.

5.3.3 Elementos terras raras

Os padrões de ETR para as diferentes alterações mostram que conforme o sistema hidrotermal do depósito Bom Jesus evoluiu, houve variação na concentração de ETR, sobretudo com diminuição da amplitude do enriquecimento em ETR pesados, em relação às rochas menos alteradas (Figura 75, p.111; Figura 76, p.111). Isso reflete o processo de homogeneização mineralógica da rocha, que inicialmente apresentava uma paragênese ígnea, composta por uma maior variedade de minerais, cada um com uma capacidade distinta de incorporação de ETR em sua estrutura. Como ao final da argilização a assembleia mineral presente na rocha é limitada basicamente à illita, quartzo, carbonato e sulfetos, a habilidade de reter os ETR nos minerais foi menor e o padrão de enriquecimento também.

5.4 RAZÃO ISOTÓPICA DE C E O

A separação em dois grupos (Figura 77, p. 113), sugere uma evolução dos fluidos responsáveis pelas alterações dos grupos I e II. É provável que a modificação da composição isotópica do grupo I e do Grupo II seja resultante de uma mistura de fluidos, tendo em vista a semelhança nas curvas de ganhos e perdas da alteração Cb-Chl-Qtz (grupo I) e da alteração argílica (Grupo II), já discutidas anteriormente (Figura 76, p.111)

A fonte do fluido que gerou os veios e a alteração argílica deve ter sido a mesma, visto que a variação mais significativa entre os dois tipos de amostra está no fracionamento dos isótopos de oxigênio, sem variação significativa para o fracionamento do carbono. Isso implica que fluidos com a mesma origem foram responsáveis pelo preenchimento dos veios e pela alteração argílica. Ainda, considerando a inclusão de cristais de dolomita em sulfeto disseminado na alteração argílica (Figura 29, p.68), conforme já discutido anteriormente, pode-se afirmar que o mesmo evento de alteração foi responsável pelo preenchimento dos veios, pela argilização, pela disseminação de sulfetos e, possivelmente, pela mineralização aurífera.

Para auxiliar na interpretação do tipo de depósito ao qual pertence o depósito Bom Jesus e a possível origem dos fluidos relacionados à sua gênese coletou-se na bibliografia dados de depósitos diversos para os quais tenham sido feitas, além da análise de isótopos de C e O, a partir de carbonatos, outros tipos de análise (isótopos de H e O ou inclusões fluidas), para determinar a origem do fluido e a gênese destes depósitos pesquisados.

Quando se comparam os dados do depósito Bom Jesus com alguns dados obtidos na literatura (isótopos de C e O medidos também em carbonatos) para diferentes modelos de depósitos mineralizados em ouro (Figura 87) verifica-se há semelhança na composição isotópica do depósito Bom Jesus e do depósito de Um Eleiga (ZOHEIR, 2012), do tipo filoniano relacionado a intrusões, com os depósitos epitermais do Japão (SHIKAZONO, 2003) e mais restrita com a do depósito de Val-D'Or (BEAUDOIN e PITRE, 2005), do tipo orogênico. Os dados referentes aos depósitos de ouro orogênico

sugerem um enriquecimento em isótopos mais leves de oxigênio e em isótopos pesados de carbono, do que o observado no depósito Bom Jesus.

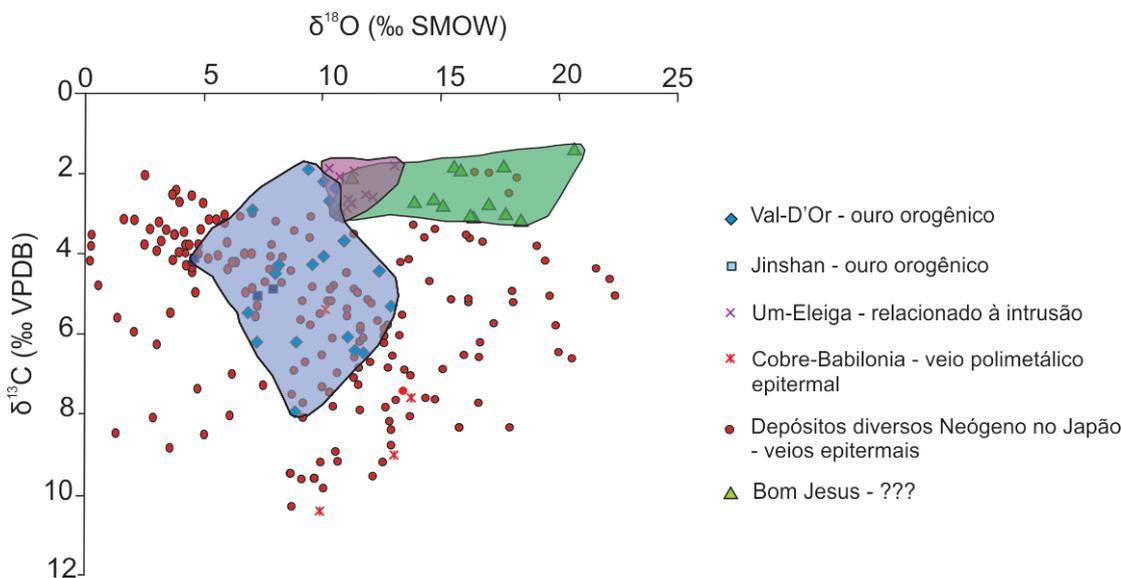


Figura 87 - Dados isotópicos obtidos para tipos distintos de depósitos de ouro com alterações carbonáticas: Val-D'Or (BEAUDOIN e PITRE, 2005) e Jinshan (LI *et al.*, 2010) – ambos os depósitos orogênicos de ouro. Um Eleiga (ZOHEIR, 2012), relacionado a intrusões, e Cobre-Babilônia (CAMPRUBÍ *et al.*, 2006) e depósitos diversos do Neógeno do Japão (SHIKAZONO, 2003) com ouro em veio polimetálicos epitermal (dados não agrupados), em comparação com os do depósito Bom Jesus.

5.5 MODELO DO DEPÓSITO BOM JESUS

As características petrográficas, químicas e isotópicas do depósito Bom Jesus, no que diz respeito ao controle da mineralização/alteração e no estilo de alteração hidrotermal, permitem cogitar três modelos distintos para sua gênese: depósitos filonianos relacionados a intrusões, depósitos orogênicos e depósitos epitermais.

Apesar de duas fases de mineralização distintas terem sido determinadas, a disponibilidade limitada de dados restringiu as interpretações acerca da origem da mineralização associada à alteração pegmatítica. A alteração argílica, na qual está disseminada uma baixa quantidade de sulfetos, é controlada pela presença de fraturas abertas, sendo que estas não configuram um fraturamento hidráulico e não há registro de deformação na trama da rocha

associada ao evento gerador das fraturas ou associado a qualquer outro evento de deformação.

O controle por fraturas é típico tanto dos depósitos filonianos relacionados a intrusões, quanto dos depósitos orogênicos, assim como a presença de zonas de falhas e fraturas também são feições características dos depósitos epitermais, porém estas estruturas se relacionam a centros vulcânicos (WHITE e HENDEQUIST, 1990).

Em relação ao modelo orogênico as condicionantes tectônicas essenciais não são observadas, tendo em vista a ausência de rochas metamórficas e zonas de cisalhamento importantes e relativamente próximas ao depósito, condição obrigatória para os depósitos orogênicos associados a rochas não arqueanas (GROVES *et al.*, 1998). Da mesma forma, feições indicativas de deformação associada às rochas do depósito Bom Jesus não são observadas, considerando diferentes escalas de observação. Assim como não há feições estruturais importantes, de origem tectônica, também não há estruturas vulcânicas e nem registro litológico preservado de rochas vulcânicas na região do depósito.

A paragênese da alteração argílica e a sua relação genética com a disseminação de sulfetos e com a segunda fase de mineralização é compatível com algumas das características essenciais listadas por Lang e Baker (2001) para os depósitos filonianos relacionados a intrusões, tais como: (1) A presença de fluidos hidrotermais carbônicos, os quais desempenham papel fundamental na geração da alteração argílica e também da alteração Cb-Chl-Qtz de cunho local. (2) Baixo conteúdo metálico (<5%) e com minerais de minério reduzidos que compreendem arsenopirita, pirrotita e pirita, estando a magnetita e hematita ausentes. Dentre os sulfetos observados no depósito Bom Jesus a pirita é o mais frequente (1,4 – 6,6%), contendo inclusões de pirrotita e sem associações com a magnetita ou hematita. (3) Alterações hidrotermais restritas, exceto em depósitos formados em pouca profundidade. Apesar de feições que sugerem que a alteração argílica e outras não relacionadas à mineralização, tais como os albitos e Cb-Chl-Qtz, se formaram em pouca profundidade, a alteração hidrotermal no depósito Bom Jesus é

bastante restrita e com extensão lateral máxima de 10 metros. (4) O ouro e os metais associados se relacionam a um estágio tardio de sericitização. Conforme já discutido a alteração argílica foi o último evento de alteração hidrotermal identificado e as feições petrográficas, o ganho de elementos calcófilos e os dados de isótopos estáveis implicam em uma relação genética entre a mineralização e esta última fase de alteração.

Por outro lado, se a paragênese de alteração corrobora a aceitação do modelo filoniano relacionado a intrusões, dificulta a aceitação tanto do modelo orogênico quanto do epitermal, quer de alta ou de baixa sulfetação. Dentre os minerais que caracterizam a alteração gerada nos depósitos orogênicos, os carbonatos (ankerita, calcita e dolomita), juntamente com a pirita, são os mais frequentes (GROVES *et al.*, 1998) e, apesar da dolomita ser comum na paragênese da alteração argílica, este mineral é secundário em relação a abundância, visto que a illita perfaz entre 30 e 50% da composição da alteração (Apêndice B), enquanto o carbonato é, em geral, inferior a 10%. Ainda que tenha sido identificada uma alteração em que predominam o carbonato, a clorita e o quartzo (alteração Cb-Chl-Qtz), que foi descrita na literatura como sendo predominante em alguns depósitos filonianos orogênicos, no depósito Bom Jesus tem caráter localizado e nenhuma mineralização associada, o que torna difícil relacionar esta fase restrita de alteração com um evento orogênico de mineralização.

Em relação aos depósitos epitermais a illita e a calcita podem ser minerais que caracterizam a alteração hidrotermal de alguns depósitos de baixa sulfetação, quando a razão fluido/rocha é elevada, mas neste caso a barita se soma a estes dois minerais e os três ocorrem associados com veios de calcedônia e adularia, que são comuns (WHITE e HENDEQUIST, 1990). No depósito Bom Jesus não há veios de calcedônia, nem de adularia associados à alteração argílica, assim como a barita não foi identificada. Em relação aos depósitos epitermais de alta sulfetação a illita não é observada (WHITE e HENDEQUIST, 1990).

Quando se considera a assembleia metálica, que no Bom Jesus se caracteriza por Au-As-Zn-Pb±Ag±Cu, verifica-se que a associação primária

destes metais pode ser observada nos depósitos epitermais e nos filonianos relacionados a intrusões, para os quais Lang e Baker (2001) colocam que a assembleia metálica combina Au com As e baixas concentrações de metais base associados, enquanto nos depósitos orogênicos as concentrações de Cu, Pb e Zn esperadas são semelhantes ou levemente maiores que o *background* regional (EILU *et al.*, 1999). Como há variação nas concentrações de zinco e menor de chumbo, associada à mineralização, este fato não corrobora mais uma vez a aceitação do modelo orogênico.

Considerando a classificação proposta por Sillitoe e Thompson (1998) o depósito Bom Jesus por sua assembleia metálica é compatível com os depósitos cuja assembleia característica é Au-As-Pb-Zn-Cu, que ocorrem em rochas cálcioalcalinas, tipo I, da série a magnetita e que compreendem granodioritos e monzodioritos cortados por corpos monzograníticos, aplitos e pegmatitos. As rochas do depósito Bom Jesus são compatíveis com estas características e com algumas outras citadas por Lang e Baker (2001), tais como o caráter metaluminoso e subalcalino das intrusões, a composição félsica e a associação com limites convergentes de placas tectônicas.

Em relação à primeira fase de mineralização, especialmente associada à alteração pegmatítica, dispõe-se de pouca informação para que se possa embasar uma discussão acerca de um modelo provável. O que se pode colocar é que esta mineralização se associa a alteração potássica, que por sua paragénese sugere fluidos de elevada temperatura, entre 800-600°C, cujas reações com a rocha, provavelmente, se processaram em condições *subsólidas* (PIRAJNO, 2009). Como consequência, esta fase de alteração e, possivelmente de mineralização, apresentam uma relação genética com a rocha intrusiva, corroborando a aceitação do modelo filoniano relacionado a intrusões, que parece ser o mais compatível com as características do depósito Bom Jesus.

Quando se comparam as características do depósito Bom Jesus com informações sobre outros depósitos de ouro encaixados em rochas graníticas na PMT e disponíveis na bibliografia, verifica-se que há semelhanças com o estilo de alteração/mineralização desses depósitos.

Um destes é o depósito de ouro Guarim (KLEIN, *et al.*, 2001) que consiste em veios de quartzo encaixados em falhas que cortam rochas graníticas de composição granodiorítica e quartzo-diorítica, atribuídas ao complexo Cuiú-Cuiú. Este complexo foi deformado e metamorfozido na fácies anfíbolito. Estes veios gradam lateralmente para veios de quartzo associados a brechas hidrotermais. A zona de alteração lateral ao veio tem cor verde mostrando textura maciça ou de preenchimento de espaços vazios, com porcentagem modal significativas de clorita, carbonato, mica branca e sulfetos. O principal mineral de preenchimento das cavidades é o quartzo euédrico (hexagonal). Esta zona de alteração grada lateralmente para alteração com feldspato-K e desta para a rocha inalterada.

Klein *et al.* (2001) através de estudos de inclusão fluida, interpretam a formação dos veios mineralizados associados a falhas ativas e em nível crustal raso (2-7 km), com temperatura de deposição do ouro estimada ente 270-320°C, 0,86-2,9 kb e com f_{O_2} - f_{S_2} -pH estimado que sugerem fluido reduzidos a quase neutros. O modelo sugerido para o depósito é o orogênico epizonal a mesozonal.

As características mineralógicas e texturais são semelhantes às descritas para a alteração argílica no depósito Bom Jesus, exceto pelos minerais de preenchimento dos veios, que no Bom Jesus são basicamente carbonato, clorita e sulfetos, enquanto no depósito Guarim é quartzo. Outra diferença está na ausência de alteração sódica e ferruginização, apenas com uma breve menção sobre a presença de alteração com feldspato-K, que dada à ausência de descrição da mesma, impossibilita qualquer comparação.

Outra diferença importante está nas encaixantes dos depósitos, visto que o depósito Guarim está encaixado em rochas deformadas e metamorfozadas, condição necessária aos depósitos orogênicos, enquanto o depósito Bom Jesus, conforme já discutido, encontra-se encaixado em rochas não deformadas e não metamorfozadas.

Outro depósito estudado na PMT é o sistema Batalha (SILVA *et al.*, 2000; JULIANI *et al.*, 2002). Trata-se de um hornblenda-biotita sieno a monzogranito de afinidade tardi a pós colisional com idade SHRIMP U/Pb 1883 ± 4 Ma

(SANTOS *et al.*, 2000) associado a Suíte Intrusiva Maloquinha. Este apresenta alteração hidrotermal pós-magmática fissural e pervasiva relacionada a mineralização aurífera.

A sucessão da alteração hidrotermal descrita por estes autores é metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, alteração propilítica e por último a alteração sericítica. O metassomatismo sódico cristalizou albita intersticial e substituiu quase completamente os feldspatos ígneos (plagioclásio e feldspato-K). A principal feição associada ao metassomatismo potássico é a modificação da cor para vermelho intenso, que corresponderia à fase de alteração descrita como ferruginização no depósito Bom Jesus. A cristalização de microclínio e biotita (SILVA *et al.*, 2000) também é associada a este metassomatismo no granito Batalha, assim como intensa silicificação em zonas fraturadas e *stockworks*.

A alteração propilítica de estilo pervasivo e também fissural é caracterizada pela paragênese epidoto+clinozoizita+clorita+albita+carbonato±quartzo±sericita±sulfetos±leucoxênio±biotita±fluorita±apatita±titanita, sendo a biotita e a clorita produtos da substituição da hornblenda e a biotita primária foi total ou parcialmente substituída pela clorita (SILVA *et al.*, 2000; JULIANI *et al.*, 2002). A paragênese mencionada e as alterações minerais descritas foram observadas no depósito Bom Jesus, porém foram associadas a outras fases de alteração, tais como alteração potássica e Cb-Chl-Qtz. Associada a esta alteração Juliani *et al.*(2002) descrevem ouro granular em veios de quartzo com carbonato, fluorita, pirita, calcopirita e clorita, porém com teores menores do que os encontrados na alteração sericítica (SILVA *et al.*, 2000). O último estágio de alteração foi estritamente fissural e produziu sericita, quartzo, pirita, calcopirita e galena que ocorrem preenchendo fraturas e gradam para um estilo pervasivo nas adjacências dos veios hidrotermais. A mineralização de maior teor está relacionada a esta fase de alteração.

Os tipos de alteração descritas por Juliani *et al.* (2002) são os mesmos observados no depósito Bom Jesus, com algumas variações em termos de paragênese e denominação. Tendo em vista a semelhança entre as alterações descritas, não se pode desconsiderar o modelo sugerido, visto que os autores

(*op. cit.*) dispuseram de métodos e técnicas analíticas não aplicadas nessa pesquisa.

Uma sucessão de alteração semelhante foi descrita no depósito Au-(Cu) Palito (USERO *et al.*, 2011), formado por veios de sulfeto e de quartzo sulfetado, cisalhados e encaixados em um granito equigranular fino, denominado granito Palito, intrusivo no granodiorito Parauari. A alteração é caracterizada por metassomatismo potássico, metassomatismo sódico pouco expressivo, seguido por alteração propilítica fissural e alteração sericítica fissural com a qual se associa a sulfetação e a mineralização (USERO *et al.*, 2011).

Os fluidos aprisionados nos veios têm características que sugerem fluidos imiscíveis gerados a partir de ebulição do magma ou fluidos exsolvidos diretamente do magma, e temperatura de homogeneização e a salinidade dos fluidos denotam a relação genética entre a mineralização e a intrusão.

As feições de alteração descritas por Echeverri-Misas (2010) para o granito Palito, encaixante da mineralização, tais como: presença de microclínio hidrotermal, turbidez do plagioclásio associado à alteração potássica, pseudomorfização de cristais de anfibólio substituídos por clorita, titanita e quartzo, pseudomorfização da biotita substituída por clorita com inclusões de rutilo, substituição de lamelas da biotita por prehnita, além da cristalização fissural de clorita, epidoto, minerais opacos e titanita, são idênticas às alterações descritas no depósito Bom Jesus.

No depósito Palito o metassomatismo potássico, além de cristalizar microclínio e biotita hidrotermais, também imprime cores vermelhas intensas ao granito, de forma semelhante ao observado no depósito Bom Jesus, em relação à alteração potássica e ferruginização. Já a alteração propilítica se caracteriza pelo preenchimento de fraturas por clorita, carbonato, pirita e subordinadamente titanita (ECHEVERRI-MISAS, 2010), que no Bom Jesus correspondem aos veios no entorno dos quais se observa a alteração argílica. A presença de calcita placóide sugerindo ebulição do fluido foi descrita em ambos os depósitos.

O último evento de alteração do depósito Palito se caracteriza pela alteração sericítica. Segundo Echeverri-Misas (2010) nesta alteração restam apenas quartzo e relíquias de clorita da alteração propilítica e as texturas da rocha são obliteradas, restando apenas pseudomorfos sericíticos em textura muito particular, denominada decussada. Essa descrição é similar à da alteração argílica no depósito Bom Jesus, que difere apenas pela presença do carbonato em meio à paragênese de alteração.

Dentre os depósitos estudados em maior detalhe na PMT o do Granito São Jorge é o que mostra mais semelhanças com o depósito Bom Jesus. Segundo Borges *et al.* (2009) este depósito está encaixado em um corpo de hornblenda biotita monzogranito que mostra quatro associações minerais. A associação 1 corresponde aos minerais cristalizados durante o estágio magmático. A associação 2 se caracteriza pela substituição de alguns dos minerais ígneos: o anfibólio é completamente substituído por clorita + carbonatos + óxidos de Fe e Ti e titanita ± biotita ± epidoto. A biotita foi parcial ou completamente cloritizada e o plagioclásio intensamente saussuritizado. As associações 3 e 4 são hidrotermais, sendo a 3 denominada de alteração propilítica e marcada pela pseudomorfização da biotita e hornblenda, pela descalcificação do plagioclásio, com substituição por mica branca e carbonato, e com pigmentação vermelha que caracteriza esta alteração. A associação 4, denominada alteração fílica, se define por elevada quantidade de carbonato e mica branca, juntamente com a pirita. Este sulfeto é o principal no depósito acompanhado por calcopirita, esfalerita e, raramente, galena e molibdenita. O ouro está associado à pirita ou disseminado nos minerais. O uso da clorita como geotermômetro sugere temperatura de $300\pm 40^{\circ}\text{C}$ para as associações 3 e 4.

O que difere o depósito Bom Jesus deste é a presença das alterações potássica e sódica, a composição da rocha granítica e os sulfetos que se associam à pirita. As alterações descritas na associação 2 foram consideradas como alterações potássicas ou tardias em relação a esta, no depósito Bom Jesus. A associação 3 corresponde a ferruginização, sendo que estas diferem apenas pela interpretação em relação fase em que a cloritização ocorreu, enquanto o conjunto dos minerais observados em ambos os depósitos é o

mesmo, biotita cloritizada e o plagioclásio pigmentado. Em relação à associação 4 há divergência apenas na classificação quanto ao tipo de alteração, visto que Borges *et al.* (2009) consideram a associação entre carbonato e illita como uma alteração fílica, enquanto nesta pesquisa está sendo descrita como alteração argílica.

O que se observa ao comparar as alterações do depósito Bom Jesus com a de outros depósitos na PMT é que são muito semelhantes no que diz respeito à sucessão das alterações, as paragênese e a relação temporal entre a última fase de alteração e a mineralização. As principais divergências estão na denominação do tipo das alterações (sericítica, argílica, fílica, propílica) que variam entre os autores da PMT, mas que agrupam minerais e texturas semelhantes e na proposta de classificação genética dos depósitos.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os veios mineralizados do depósito de ouro Bom Jesus foram gerados pela ação de fluidos hidrotermais e seus principais atributos são:

- A mineralização e as alterações estão encaixadas em tonalitos e granodioritos, com trondhjemitos localizados. São rochas cálcioalcalinas trondhjemíticas, oxidadas, do tipo I e geradas em arco magmático;
- As fácies ISM e ISG apresentam enriquecimento heterogêneo em biotita, hornblenda e magnetita, em relação à fácies IM, devido à assimilação de enclaves dioríticos;
- O depósito Bom Jesus apresenta zoneamento das alterações hidrotermais, que inclui alteração potássica, sódica, argílica ferruginização e uma alteração não classificada quanto ao tipo denominada Cb-Chl-Qtz;
- As alterações têm relação espacial, mas não genética, entre si e configuram ao menos três fases hidrotermais: a primeira responsável pela alteração potássica e pegmatítica, a segunda pela ferruginização e a terceira pela alteração argílica;
- A alteração sódica e com Cb-Chl-Qtz formaram-se entre a segunda e a terceira fase de alteração, mas não se sabe se constituem fases hidrotermais individuais ou se integram a fase argílica;
- A alteração potássica tem as paragêneses controladas pela composição do protólito, com cristalização de biotita, titanita e titanomagnetita nas fácies que apresentam hornblenda e cristalização de microclínio e albita + quartzo em intercrescimento mirmequítico nas fácies onde a hornblenda está ausente;
- A alteração potássica se desenvolveu durante as fases tardias de cristalização, em condição *subsólido* e com fluidos de elevada

temperatura (>600°C), interpretada com base nos minerais que compõem as paragêneses;

- A presença da alteração pegmatítica, definida como uma fase tardia da alteração potássica, assim como da primeira fase de mineralização restrita a estes pegmatitos, implica em uma origem magmática para o fluido de alteração potássica;
- A evolução do sistema hidrotermal após a alteração tardimagmática e potássica foi condicionada pela presença de fraturas, cuja relação com eventos locais e/ou regionais não pôde ser determinada tendo em vista as informações restritas aos furos de sondagem;
- A invasão do sistema hidrotermal por fluidos oxidantes, via fraturas, oxidou a magnetita ígnea e hidrotermal e o óxido de ferro liberado desta reação foi adsorvido pela sericita de alteração do plagioclásio, resultando em pigmentação da rocha no entorno das fraturas;
- As reações associadas à ferruginização se processaram sob baixa atividade de K^+ e Na^+ , desvinculando-as da alteração potássica. O fluido gerador desta alteração provavelmente resultou da mistura de fluidos distintos, de origem não magmática, com o fluido da alteração potássica diluindo e inibindo a atividade dos íons potássio;
- A alteração sódica se diferencia das demais pela completa substituição dos minerais pretéritos por albita hidrotermal, com ganho de Na_2O e perda de K_2O , Ba, Sr e Rb. Contudo, a ocorrência restrita dos albitos não permitiu avanços em relação à compreensão da sua gênese e posicionamento temporal;
- A alteração Cb-Chl-Qtz também resta pouco compreendida em relação à evolução da fácies IM, à qual se restringe. Esta se define pela substituição dos minerais, com exceção do plagioclásio ferruginizado, por carbonato, clorita, quartzo e, subordinadamente, titanita e esfalerita. Ganhos de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O , C, perda

ao fogo, Ba, Rb e Zn e perdas de Na_2O e Sr definem as modificações químicas desta alteração;

- As feições de preenchimento de cavidades e o hábito lamelar (*bladed*) do carbonato implicam em gênese associada a níveis crustais rasos, mais especificamente na transição entre o domínio da pressão litostática e hidrostática, onde ocorre a ebulição dos fluidos;
- A semelhança textural e das modificações químicas da alteração Cb-Chl-Qtz e a alteração argílica sugere uma relação entre ambas, porém esta relação não foi compreendida;
- A alteração argílica se caracteriza por intensa atividade hidrolítica, que acarretou em completa substituição da rocha por illita, carbonato (dolomita), quartzo, pirita e esfalerita, com perda de SiO_2 , Na_2O , Ba e Sr e ganhos de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O , S, perda ao fogo, Rb, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Bi, Ag e Au;
- O fluido gerador da alteração argílica era rico em CO_2 , com intensa atividade de íons H^+ e com temperaturas entre 100 – 300°C, estas condições foram estabelecidas com base na presença da illita;
- Os veios no centro das zonas argilizadas foram preenchidos por fluidos com a mesma origem que o fluido gerador da alteração argílica;
- A sulfetação e a mineralização foram concomitantes à alteração argílica;
- Feições de preenchimento de cavidades e espaços vazios sugerem que a alteração argílica também se processou em nível crustal raso;
- O modelo com o qual o depósito Bom Jesus mais se assemelha é o modelo filoniano relacionado a intrusões, contudo os dados produzidos nesta pesquisa não permitem aprofundar a discussão sobre a gênese do depósito.

Acredita-se que a gênese dos diversos depósitos de ouro encaixados em rochas graníticas da PMT foi semelhante. Contudo, outros depósitos precisam ser estudados e comparados para que se possa ter uma compreensão mais

ampla dos fatores que controlam a gênese dos depósitos da PMT, assim como do modelo genético dos mesmos, visto que há divergências sobre a origem de depósitos com evolução semelhante.

A ampliação da área de estudo, assim como a aplicação de outras técnicas como estudo de inclusões fluidas, química mineral e análise de isótopos estáveis de O, H e S, são fundamentais à melhor compreensão da gênese e da evolução do depósito Bom Jesus, visto que alguns aspectos relativos a este permanecem pouco compreendidos, dentre os quais cabe citar:

- A origem, a composição e as características dos fluidos geradores de cada alteração;
- A origem dos fluidos mineralizadores responsáveis pelas duas fases de mineralização e se há relação entre estes;
- A gênese e a relação temporal com o sistema hidrotermal de alterações e feições de ocorrência restrita, tais como os albititos (alteração sódica), a alteração Cb-Chl-Qtz e as microbrechas tectônicas;
- A relação entre a alteração Cb-Chl-Qtz e a alteração argílica;
- Quais os fatores que controlam as diferenças na distribuição lateral da alteração argílica observada nas diferentes fácies de RMA.
- Se o controle estrutural da alteração/mineralização é local ou regional e qual a direção destas estruturas;

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO-NEVES, B.B., de, FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, VIII., 1977. Paraíba, **Atas...** Boletim do Núcleo do Nordeste, 6., 1977. p.366
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 1984.
- ARTH, J.G., BARKER, F., PETERMAN, Z.E., FRIEDMAN, I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implication for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. **Journal of Petrology**, v.19, p.289-316, 1978.
- AUBOIN, J., BROUSSE, R., LEHMAN, J-P. **Précis de géologie – Tome 1, Petrologie**. Paris: Dunod, 1967.
- BARNES, H.L. (ED) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. New York: John Wiley & Sons, 1997.
- BEAUDOIN, G., PITRE, D. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-D'Or (Canada) orogenic gold vein field. **Mineralium Deposita**, v.40, p. 59-75, 2005.
- BIONDI, J.C., FRANKE, N.D., VILLANOVA, S.N. Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu(Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, p.129-147, 2007.
- BORGES, R.M.K., DALL' AGNOL, R., LAMARÃO, C.N., FIGUEIREDO, M.A.B.M., LEITE, A.A. da S., BARROS, C.E. de M., COSTI, H.T. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v.39, p.375-393, 2009.
- BOYLE, R.W. The geochemistry and origin of the gold bearing quartz veins and lenses of the Yellow-Knife greenstone belt. **Economic Geology**, v.50, p.51-66, 1955.
- CAMPRUBÍ, A., GONZÁLEZ-PARTIDA, E., TORRES-TAFOLLA, E. Fluid inclusion and stable isotope study of the Cobre-Babilonia polymetallic epithermal vein system, Taxco district, Guerrero, Mexico. **Journal of Geochemical Exploration**, v.89, p.33-38, 2006.
- CASTORINA, F., MASI, U., PADALINO, G., PALOMBA, M. Constrains from geochemistry and Sr-Nd isotopes for the origin of albitite deposits from Central Sardinia (Italy). **Mineralium Deposita**, v.41, p.323-338, 2006.
- CHAROY, B., POLLARD, P.J. Albite-rich, silica-depleted metasomatic rocks at Emuford, northeast Queensland: mineralogical, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. **Economic Geology**, v.84, p.1850-1874, 1989.
- COLLINS, L.G. **Replacement of primary plagioclase by secondary K-Feldspar and myrmecite**. ISSN1526-5757 14p., 1997. Disponível em: <<http://www.csun.edu/~vcgeo005/~vcgeo005/Nr2Myrm.pdf>>. Acesso em 24/08/2012.
- CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S., KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2., 1979, Arica, Chile. **Atas...** Arica: Chile, 1979, v.4, p. 137-148.

COUTINHO, M.G. da N. Introdução. In: COUTINHO, M.G. da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008a.

COUTINHO, M.G. da N. Geologia do Cráton Amazônico. In: COUTINHO, M.G. da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008b.

COUTINHO, M.G da N. Geologia geral da Província mineral do Tapajós. In: COUTINHO, M.G da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008c.

COUTINHO, M.G da N. Evolução tectono-geológica e modelo da mineralização em ouro. In: COUTINHO, M.G da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008d.

COUTINHO, M.G. da N. SOUZA, E.C de., LIVERTON, T., GUIMARÃES, M.T., WALSH, J.N. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. In: COUTINHO, M.G. da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008e.

COUTINHO, M.G. da N. SOUZA, E.C de., GUIMARÃES, M.T., WALSH, J.N., VINHA, M.L. da., NEUMANN, R. Mineralização e zonas de alteração. In: COUTINHO, M.G. da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008f.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **An introduction to rock-forming minerals**. Longman Scientific & technical, 1992.

DRAKE, H., TULLBORG, E., ANNERSTEN, H. Red-staining of the wall rock and its influence on the reducing capacity around water conducting fractures. **Applied Geochemistry**, v.23, p.1898-1920, 2008.

ECHEVERRI-MISAS, C.M. **Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)**. Dissertação (Mestrado em mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

EILU, P.K., MATHISON, C.I. GROVES, D.I., ALLARDYCE, W.J. **Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings**. Geology and geophysics Department (Centre for Strategic Mineral Deposits) UWA Extension, The University of Western Australia, publicação 30, 50 p., 1999.

EVAMY, B.D. The application of a chemical technique to a study of dedolomitization. **Sedimentology**, vol.2, p.164-170, 1963.

GEMMELL, B., FULTON, R. Geology, genesis, and exploration implications of the footwall and hanging-wall alterations associated with the Hellyer Volcanic-hosted massive sulfide deposit, Tasmania, Australia. **Economic Geology**, v.96, p.1003-1035, 2001.

GRESEN, R.L. Composition-volume relationships of metasomatism. **Chemical Geology**, v.2, p.47-65, 1967.

GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAN, M., HAGEMAN, S.G., ROBERT, F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context in their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. **Ore Deposits Review**, vol. 13, p. 7-27, 1998.

JULIANI, C., SILVA, R.H.C., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., NUNES, C.M.D. The Batalha Au-granite system-Tapajós Gold Province, Amazonian cráton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. **Precambrian Research**, v.119, p.225-256, 2002.

- KERRICH, R., LA TOUR, T.E., WILLMORE, L. Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ relations. **Journal of Geophysical Research**, v.89, p.4331-4343, 1984.
- KLEIN, E.L. Recursos minerais. In: KLEIN, E.L., VASQUEZ, M. (org). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. **Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C), Estado do Pará**. Brasília: CPRM, 2000.
- KLEIN, E.L., VASQUEZ, M., SANTOS, A. dos, MARTINS, R.C. **Carta Geológica, Folha Rio Novo - SB.21-Z-C, escala 1:250.000**. Brasília: CPRM, 2000. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/arquivos/pdf/rionovo/rionovo_ctgeologica.pdf. Acesso em 12/05/2011
- KLEIN, E.L., SANTOS, R. A., FUZIKAWA, K., ANGÉLICA, R.S. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralizations, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. **Mineralium deposita**, v.36, p.149-164, 2001.
- LAMEYRE, J., BOWDEN. P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.14, p.169-186. 1982.
- LANG, J.R., BAKER, T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. **Mineralium Deposita**, vol. 36, p. 477-489, 2001.
- LARGE, R.R., GEMMELL, J.B., PAULICK, H., HOUSTON, D.L. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemical associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. **Economic Geology**, v.96, p.957-971, 2001.
- LE MAITRE, R.W. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p. 2002.
- LI, X., WANG, C., HUA, R., WEI, X. Fluid origin and structural enhancement during mineralization of the Jinshan orogenic gold deposit, South China. **Mineralium Deposita**, v.45, p. 583-597, 2010.
- MACLEAN, W.H., BARRET, T.J. Lithogeochemical techniques using immobile elements. **Journal of Geochemical Exploration**, v.48, p.109-133, 1993.
- MACLEAN, W.H., KRANIDIOTIS, P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, v.82, p.951-962, 1987.
- MANIAR, P. D., PICCOLI, P. M. Tectonic discriminations of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v.101, p.635-643. 1989.
- MARK, G. Albite formation by selective pervasive sodic alteration of tonalite plutons in the Concurry district, Queensland. **Australian Journal of Earth Sciences: an International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia**, v.45, p. 765-774, 1998.
- MORAD, S., EL-GHALI, M.A.K., CAJA, M.A., SIRAT, M., AL-RAMADAN, K., MANSURBERG, H. Hydrothermal alteration of plagioclase in granitic rocks from Proterozoic basement of SE Sweden. **Geological Journal**, v.45, p.105-116, 2010.
- PALOMBA, M. Geological, mineralogical, geochemical features and genesis of the albitite deposits of Central Sardinia (Italy). In: Rendiconti Seminario Facoltà Scienze Cagliari, 2001. **Supplemento...**Cagliari: Università Cagliari. P.35-57.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v.25, p.956-983, 1984.

PHILLIPS, G.N., BROWN, I.J. Host rock and fluid control on carbonate assemblage in the Golden Mile dolerite, Kalgoorlie gold deposit, Australia. **Canadian Mineralogist**, v.25, p.265-273, 1987.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Australia: Springer, 2009.

PLÜMPER, O., PUTNIS, A. The complex hydrothermal history of granitic rocks: multiple feldspar replacement reactions under subsolidus conditions. **Journal of Petrology**, v.50, p.967-987, 2009.

PUTNIS, A., HINRICHS, R., PUTNIS, C.V., GOLLA-SCHINDLER, U., COLLINS, L.G. Hematite in porous red-clouded feldspar: evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction. **Lithos**, v.95, p.10-18, 2007.

REID, W.P. Staining techniques of minerals. **Mineral Industries Bulletin**, v.12, 1969.

REIS, J.R. Compartimentação tectônica. In: REIS, J.R., ALMEIDA, M.E., RIKER, S.L., FERREIRA, A.L. (ORG) **Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2006

RICCI, P. dos S.F., VASQUEZ, M.L., SANTOS, A., KLEIN, E.L., JORGE JOÃO, X. da S., MARTINS, R.C. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos...** Manaus: SBG, p.519-522, 1999.

RIEGER, A.A., MARSCHIK, R., DIAZ, M. CHIARADIA, M., SPANGENBERG, J.E. The Mantoverde district: example of the distal chlorite-sericite-carbonate facies of zoned IOCG systems. In: International Geological Congress, 33., 2008, Oslo. **Anais...** disponível em <http://www.cprm.gov.br/33IGC/1303446.html>.

SANTOS, R.A. dos, COUTINHO, M.G. da N. Geologia estrutural. In: COUTINHO, M.G. da N. (ORG). **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

SANTOS, J.O.S, GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A., MOURA, M.A., MCNAUGHTON, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v.36, p.279-299, 2001.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROOVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v.3, p.453-458, 2000.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. Timing of mafic magmatism in Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South American Earth Science**, v.15, p.409-429, 2002.

SANTOS, J.O.S., VAN BREEMEN, O.B., GROOVES, D.I., HARTMANN, L.A., ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domains, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, v.131, p.73-109, 2004.

SHIKAZONO, N., **Developments in geochemistry 8 – Geochemical and tectonic evolution of arc-backarc hydrothermal systems – Implications for the origin of Kuroko and epithermal vein-type mineralizations and the global geochemical cycle**. Amsterdam: Elsevier, 2003.

SIIVOLA, J., SCHIMD, R., (IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07). **List of mineral abbreviation**, 2007. Disponível em: <http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf>. Acesso em: 24/03/2012

SILLITOE, R.H., THOMPSON, J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. **Resource Geology**, V.48, p.237-250, 1998.

SILVA, R.H.C., JULIANI, C., NUNES, C.M.D., BETTENCOURT J.S. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha gold field, Tapajós (Pará) – Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, p.242-245, 2000.

SUN, S. S., MCDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUDERS, M. J. **Magmatism in the ocean basins**. Londres, Geological Society Special Publ. v.42, p.313-345. 1989.

TASSINARI, C.C.G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil**. 139p. - Tese de livre docência - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1996.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v.22, p.174-182, 1999.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO NETO, V.; *et al.* (Org.). **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida**. São Paulo: BECA, p.471-486. 2004.

TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K.A. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v.42, p.213-227, 1989.

THOMPSON, A.J.B., THOMPSON, J.F.H. (editores): **Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals**. Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia, 1996.

USERO, G., JULIANI, C., BELLO, R.M. da S., ECHEVERRI-MISAS, C.M., TOMMASINI, D., MONTEIRO, L.V.S. Estudo das inclusões fluidas da mineralização paleoproterozoica de Au-(Cu) do tipo pórfiro do Palito, Província Aurífera de Tapajós (PA). In: FRANTZ, J.C., MARQUES, J.C., JOST, H. **Contribuições a metalogenia do Brasil**. Porto Alegre: UFRGS – Instituto de Geociências, 2011.

VAZQUEZ, M.L., ROSA-COSTA, L.T. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2008.

WERNICK, E. **Rochas magmáticas – conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo: Editora UNESP, 2004.

WHITE, N.C., HENDEQUIST, J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 36, p.445-474, 1990.

WHITE, N.C., HENDEQUIST, J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. **SEG Newsletter**, n.23, p.1-9, 1995.

XIE, L., WANG,R., CHEN, J., ZHU, J. Mineralogical evidence for magmatic and hydrothermal processes in the Qitianling oxidized tin-bearing (Hunan, South China): EMP and (MC)-LA-ICPMS investigations of three types of titanite. **Chemical Geology**, v.276, p.53-68, 2010.

ZOHEIR, B.A., Microchemistry and stable isotope systematics of gold mineralization in a gabrodiorite complex, SE Egypt. **Microchemistry Journal**, v.103, p.148-157, 2012.

APÊNDICES

Apêndice A – Tabela com os parâmetros medidos para o cálculo do peso específico das amostras utilizadas nos cálculos de balanço de massa.

Apêndice B – Tabela com o tipo de alteração e composição modal das amostras do depósito Bom Jesus.

Apêndice A – Tabela com os parâmetros medidos para o cálculo do peso específico das amostras utilizadas nos cálculos de balanço de massa.

Amostra	peso	empuxo	peso específico	Amostra	peso seco	empuxo	peso
FBJ04_04	103	38,72	2,660	FBJ12_03	194,71	73,15	2,662
FBJ04_11	141,67	54,16	2,616	FBJ12_05	211,41	80,64	2,622
FBJ04_14a	6,76	2,55	2,651	FBJ12_06	81,69	30,24	2,701
FBJ04_14a	20,33	7,45	2,729	FBJ12_06	90,69	33,49	2,708
FBJ04_14b	57,47	21,72	2,646	FBJ12_06	218,21	80,31	2,717
FBJ04_14b	29,39	11,04	2,662	FBJ13_01	161,25	60,6	2,661
FBJ04_14b	11,56	4,32	2,676	FBJ13_01	203,1	75,59	2,687
FBJ04_15	25,85	9,91	2,608	FBJ13_02	124,13	46,51	2,669
FBJ04_15	13,15	4,97	2,646	FBJ13_02	137,67	51,43	2,677
FBJ04_25	60,12	21,29	2,824	FBJ13_03	138,76	53,25	2,606
FBJ04_25	33,13	11,69	2,834	FBJ13_03	119,46	45,54	2,623
FBJ04_25	64,4	22,67	2,841	FBJ13_04	15,7	5,91	2,657
FBJ04_31	41,46	14,55	2,849	FBJ13_04	150,01	56,07	2,675
FBJ05_02	129,68	47,49	2,731	FBJ13_04	21,12	7,8	2,708
FBJ05_04	5,85	2,17	2,696	FBJ13_06	16,59	5,63	2,947
FBJ05_04	13,1	4,78	2,741	FBJ15_02	103,16	39,67	2,600
FBJ05_04	6,66	2,33	2,858	FBJ15_02	143,37	54,96	2,609
FBJ07_01	170,76	65,07	2,624	FBJ15_03	17,5	6,92	2,529
FBJ07_10	62,47	25,01	2,498	FBJ15_03	75,16	29,72	2,529
FBJ07_10	53,39	21,29	2,508	FBJ15_05	54,94	19,89	2,762
FBJ07_10	51,09	20,23	2,525	FBJ16_03	129,15	47,49	2,720
FBJ08_07	190,79	73,5	2,596	FBJ16_04	44,28	15,51	2,855
FBJ8_10	93,85	34,24	2,741	FBJ16_04	121,78	42,42	2,871
FBJ08_10	47,23	17,42	2,711	FBJ16_04	113,26	39,1	2,897
FBJ08_12	41,16	15,19	2,710	FBJ16_07	122,9	44,98	2,732
FBJ08_12	32,45	11,87	2,734	FBJ16_07	142,79	52,14	2,739
FBJ09_05	102,57	38,98	2,631	FBJ16_08	85,88	31,34	2,740
FBJ09_06	49,34	18,51	2,666	FBJ16_08	263,86	96,16	2,744
FBJ09_06	96,31	35,7	2,698	FBJ16_09	230,74	86,96	2,653
FBJ11_01	93,02	35,43	2,625	FBJ16_16	42,13	15,3	2,754
FBJ11_01	147,1	56,02	2,626	FBJ16_16	82,26	29,56	2,783
FBJ12_03	199,16	76,19	2,614				

APÊNDICE B - Composição modal das amostras descritas o depósito Bom Jesus.

continua..

AMOSTRA	ALTERAÇÃO	PLAGIOCLÁSIO	MICROCLÍNIO	QUARTZO	HORNBLENDA	BIOTITA	MICA BRANCA	CLORITA	RUTILIO	LEUCOXÊNIO	TITANITA	OPACO	OXIDO DE FERRO	APATITA	ZIRCÃO	SERICITA	EPIDOTO	CARBONATO	ESFALERITA	PREHNITA	ALANITA
FBJ12/01	RMA (fácies ISG)	49,0	-	13,5	3,3	15,6	-	3,7	-	-	2,9	2,6	-	1,1	0,2	5,6	2,0	-	-	0,7	-
FBJ12/04	RMA (fácies ISG)	38,4	-	29,8	-	4,4	-	4,8	-	-	1,2	1,7	-	0,5	0,1	17,8	0,7	-	-	0,9	Tr
FBJ12/06	RMA (fácies ISG)	25,4	14,7	29,8	1,1	4,5	-	1,3	-	-	2,3	2,7	-	Tr	0,4	6,0	0,3	-	-	0,3	Tr
FBJ13/01	RMA (fácies ISG)	37,6	10,4	38,0	Tr	2,5	-	3,8	-	-	1,7	1,9	-	0,4	0,1	3,1	0,1	-	-	0,1	0,6
FBJ01/07	RMA (fácies ISM)	19,1	5,3	22,8	3,9	9,0	-	3,3	-	-	0,9	0,6	-	0,2	Tr	30,0	3,0	-	-	1,2	1,0
FBJ02/03	RMA (fácies IM)	25,0	6,5	26,5	1,1	6,0	-	3,8	-	-	0,3	0,5	-	0,3	-	26,0	1,2	Tr	-	1,8	-
FBJ04/11	RMA (fácies IM)	25,8	13,1	47,3	-	4,3	-	1,7	-	-	0,3	1,0	-	0,2	-	5,8	tr	Tr	-	0,3	Tr
FBJ04/12	RMA (fácies IM)	43,7	9,7	31,9	-	5,1	-	2,2	-	-	0,6	0,7	-	0,2	0,1	5,8	tr	-	-	0,1	-
FBJ05_02	RMA (fácies ISM)	-	4,4	23,1	6,9	13,9	-	0,2	-	-	0,8	0,9	-	0,1	-	-	1,7	-	-	0,2	-
FBJ07/01	RMA (fácies IM)	22,9	17,9	33,7	-	0,8	-	5,1	-	-	0,1	1,3	-	0,1	-	18,1	0,3	-	-	tr	-
FBJ09/03	RMA (fácies IM)	38,2	14,9	32,0	Tr	4,7	-	1,4	-	-	0,2	1,5	-	0,4	0,2	5,0	0,1	-	-	tr	-
FBJ11/04	RMA (fácies ISM)	36,3	4,4	24,6	3,5	11,2	-	1,3	-	-	1,1	0,4	-	1,4	0,3	12,7	tr	-	-	0,7	0,1
FBJ16/09	RMA (fácies IM)	29,7	32,5	26,2	0,2	3,4	-	1,1	-	-	0,3	1,2	-	0,1	0,2	5,3	0,1	-	-	tr	-
FBJ16/26	RMA (fácies IM)	44,6	8,0	20,6	-	8,8	-	2,9	-	-	1,5	1,1	-	0,1	0,1	10,5	1,3	-	-	0,8	-
FBJ16/10	RMA (fácies IM)	18,3	19,4	43,0	-	0,7	-	-	-	-	0,1	1,3	-	0,1	0,1	11,8	tr	-	-	0,3	-
FBJ16/07	RMA (fácies ISM)	20,8	1,6	20,7	5,2	6,5	-	3,9	-	-	1,9	0,9	-	0,2	0,1	34,0	3,0	-	-	1,4	-
FBJ16/08	RMA (fácies ISM)	29,7	0,5	21,2	4,4	6,6	-	2,2	-	-	1,6	1,7	-	-	Tr	5,3	2,5	-	-	0,5	0,3
FBJ08/14	RMA (fácies ISM)	32,2	1,5	24,0	7,1	9,8	-	1,4	-	-	2,5	1,1	-	0,2	0,1	16,1	2,6	-	-	1,6	-
FBJ12/03	aplito	4,5	41,2	27,6	-	3,5	-	-	-	-	Tr	0,5	-	0,5	0,1	22,8	0,3	-	-	-	-
FBJ15/02	aplito	37,6	24,1	27,3	-	2,0	-	1,2	-	-	Tr	0,8	-	Tr	-	7,1	0,1	-	-	0,1	-
FBJ01/02	transição RMA -	60-65	tr	20-	5-10	10-15	-	tr-1	-	-	tr-	-	-	Tr	-	-	tr-1	tr-1	-	-	-
FBJ13/02	transição RMA -	17,5	21,9	36,6	-	9,0	-	0,5	-	-	0,4	1,6	-	0,4	0,1	16,2	tr	0,4	-	-	-
FBJ02/02	ferruginização	50-55	tr	15-	-	10-15	-	tr-1	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-	tr	tr-1	-	Tr	-
FBJ04/24B	ferruginização sobre	15-20	30-	35-	-	5-10	-	Tr	-	Tr	-	Tr	-	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-
FBJ08_07	ferruginização + Cb-Chl-Qtz	44,7	18,6	8,8	-	-	-	5,7	-	-	0,7	-	15,5	-	-	2,5	-	3,5	-	-	-
FBJ09/05	ferruginização + Cb-Chl-Qtz	20,3	11,5	11,5	-	-	7,9	3,4	-	0,7	-	-	-	-	-	51,7	-	3,1	-	-	-
FBJ13/03	ferruginização	3,75	35,0	35,3	-	tr-2	-	2,3	-	Tr	-	-	-	Tr	-	23,4	-	0,2	-	-	-

continuação

AMOSTRA	ALTERAÇÃO	PLAGIOCLÁSIO	MICROCLÍNIO	QUARTZO	HORNBLENDA	BIOTITA	MICA BRANCA	CLORITA	RUTILIO	LEUCOXÊNIO	TITANITA	OPACO	OXIDO DE FERRO	APATITA	ZIRCÃO	SERICITA	EPIDOTO	CARBONATO	ESFALERITA	PREHNITA	ALANITA
FBJ04/13	ferruginização	1,5	27,7	30,8	-	-	6,2	0,4	-	-	-	2,1	-	-	-	22,6	-	8,9	-	-	-
FBJ04/14B	Ferruginização + deformação	22,2	14,1	32,0	-	0,6	-	5,2	-	0,7	-	-	-	-	-	24,9	-	0,4	-	-	-
FBJ16/15	ferruginização	40-45	5-10	50-	tr-1	-	-	tr-1	-	-	-	tr-1	-	-	Tr	-	-	tr-1	-	-	-
FBJ16/19	ferruginização	30-35	5-10	15-	-	-	-	tr-1	-	Tr	-	-	-	-	-	3-5	-	15-20	-	-	-
FBJ16/16A	ferruginização + microbrecha	10,2	24,2	28,8	-	-	1,7	Tr	Tr	0,1	-	Tr	-	-	-	28,1	-	7,0	-	-	-
FBJ02/04B	ferruginização + microbrecha	12,4	17,4	33,7	-	-	-	5,0	0,0	1,0	1,3	2,9	-	0,0	0,0	23,4	2,3	0,6	-	-	-
FBJ05/04	ferruginização + microbrecha	5,1	0,4	12,8	-	5,5	-	30,9	-	7,4	-	8,6	-	Tr	0,1	25,0	6,6	3,8	-	-	-
FBJ05_2B	ferruginização + microbrecha	4,0	0,4	26,5	-	-	-	11,6	-	2,0	-	0,5	-	-	-	51,2	-	3,7	-	-	-
FBJ05_3A	ferruginização + microbrecha	18,6	0,3	36,0	-	14,5	-	-	-	-	0,6	2,0	-	-	-	27,4	-	0,9	-	-	-
FBJ05_3B	ferruginização + microbrecha	4,5	-	21,5	-	49,0	-	-	-	2,6	0,4	10,3	-	1,2	0,1	9,1	-	1,3	-	-	-
FBJ16/03A	ferruginização + microbrecha	35,2	1,7	23,1	-	15,3	-	2,6	-	0,5	-	0,1	-	-	-	17,8	0,4	3,3	-	-	-
FBJ16/3B	ferruginização + microbrecha	0,0	4,7	15,1	-	-	-	21,9	2,5	0,0	0,0	0,7	-	0,0	0,0	41,3	0,0	12,0	-	-	-
FBJ08/10	ferruginização + Cb-Chl-Qtz	4,55	-	-	-	-	1,8	17,1	-	4,7	-	0,1	-	0,2	0,3	37,1	-	18,9	-	-	-
FBJ15/03	ferruginização + Cb-Chl-Qtz	3,75	23,2	16,3	-	-	4,0	5,5	-	0,3	-	-	-	-	-	42,8	-	6,7	-	-	-
FBJ07/08	ferruginização + Cb-Chl-Qtz	8,4	7,6	29,5	-	-	-	2,9	-	-	0,1	-	4,1	-	-	49,5	-	1,5	-	-	-
FBJ07/09	albitização + Cb-Chl-Qtz	66,1	6,1	7,8	-	-	-	12,3	-	-	0,6	-	0,9	-	Tr	-	-	6,2	-	-	-
FBJ07/10	albitização + Cb + Chl	61,3	0,5	6,4	-	-	-	10,6	-	-	1,9	-	1,9	-	-	-	-	19,3	-	-	-
FBJ07/11	albitização + Cb + Chl	61,2	5,3	7,7	-	-	-	17,0	-	-	2,8	-	-	-	-	-	-	5,1	-	-	-
FBJ11/01	albitização + Cb + Chl	60-65	-	5-10	-	-	-	15-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5-10	-	-	-
FBJ11_02	albitização + Cb + Chl	52	-	32,0	-	-	-	7,0	-	-	2,5	0,9	-	-	-	-	-	5,5	-	-	-
FBJ11_03	transição rocha sã - albitito	48	-	3,4	-	-	-	19,2	-	-	2,5	-	4,9	-	-	-	6,4	14,6	-	-	-
FBJ04_11	pegmatito	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FBJ04_15	pegmatito	34,1	29,3	24,1	-	-	0,9	-	-	-	-	0,1	-	-	-	8,3	-	3,3	-	-	-
FBJ01/03	ferruginização incipiente +	-	-	25-	-	-	5-7	3-5	Tr	tr	-	5-7	-	-	-	-	-	10-12	-	-	-
FBJ09/06	ferruginização incipiente +	29,1	-	12,1	-	-	3,8	8,9	-	1,7	-	-	-	-	0,1	36,8	-	7,5	-	-	-
FBJ08_12	Cb-Chl-Qtz	0	2,8	31,1	-	-	-	15,3	-	3,3	-	-	-	-	-	46,0	-	1,4	-	-	-
FBJ04/14A	ferruginização incipiente +	1,15	10,8	25,8	-	-	4,3	4,5	-	1,4	-	3,2	-	-	0,1	46,6	-	2,4	-	-	-
FBJ16/11	ferruginização incipiente +	15-20	10-	40-	-	-	-	-	-	tr	-	Tr	-	-	Tr	-	-	5-10	-	-	-
FBJ16/23	ferruginização incipiente +	55-60	5-7	20-	-	1-3	-	-	Tr	-	-	tr-1	-	-	-	-	-	5-10	-	-	-
FBJ04/24A	argilização	-	-	-	-	-	10-	-	-	Tr	-	-	-	Tr	Tr-	55-60	-	tr-2	1-3	-	-

AMOSTRA	ALTERAÇÃO	Conclusão...																			
		PLAGIOCLÁSIO	MICROCLÍNIO	QUARTZO	HORNBLENDA	BIOTITA	MICA BRANCA	CLORITA	RUTILO	LEUCOXÊNIO	TITANITA	OPACO	OXIDO DE FERRO	APATITA	ZIRCÃO	SERICITA	EPIDOTO	CARBONATO	ESFALERITA	PREHNITA	ALANITA
FBJ04/25	argilização	-	-	29,7	-	-	3,0	-	-	1,3	-	3,9	-	-	-	50,9	-	3,4	7,6	-	-
FBJ04/26	argilização	-	30-	25-	--	-	3-5	-	tr-1	-	-	tr-1	-	-	-	-	-	3-5	tr	-	-
FBJ04/31	argilização	-	-	39,1	-	-	6,85	-	0,5	-	-	4,9	-	Tr	Tr	45	-	3,75	tr	-	-
FBJ13/06	argilização	-	-	39,8	-	-	10,0	1,9	Tr	Tr	-	6,6	-	Tr	Tr	31,8	-	6,1	0,2	-	-
FBJ13/07	argilização	-	-	33,8	-	-	3,0	0,2	-	0,4	-	3,6	-	-	Tr	46,5	-	3,2	9,5	-	-
FBJ16/02	argilização	7,8	-	35,6	-	-	5,8	5,7	-	2,3	-	1,4	-	-	-	33,7	-	7,9	-	-	-
FBJ16/16B	transição ferruginização -	40-45	5-10	35-	-	-	tr-1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FBJ16/16C	argilização	-	-	39,2	-	-	5,4	-	-	-	-	3,2	-	-	0,1	45,6	-	10,8	-	-	-
FBJ08/13	argilização + vênulas	-	-	35,7	-	-	8,9	Tr	-	1,1	-	6,2	-	-	-	22,9	-	22,8	-	-	-
FBJ16/4	argilização + vênulas	-	-	21,6	-	-	5,5	5,2	-	2	0,1	5,1	-	-	-	47,8	-	12,4	0,2	-	-
FBJ15/05	argilização + cbto lamelar	-	16,2	16,4	-	-	10,3	2,3	-	tr	-	-	-	-	Tr	28,3	-	26,7	-	-	-
FBJ15/06	argilização + cbto lamelar	-	-	10-	-	-	tr-2	-	-	tr	-	-	-	-	-	70-75	-	5-10	-	-	-
FBJ01/05	argilização + vênula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FBJ06/02	argilização + vênula	-	-	20-	-	-	5-10	-	-	tr	-	3-5	-	-	Tr	30-35	15-20	-	-	-	-

ANEXO - Tabela com análise geoquímica completa das amostras do depósito Bom Jesus

Continua...

		Rochas menos alteradas									Rochas alteradas	
		Fácies ISG		Fácies ISM		Fácies IM		Fácies Aplito			Alteração pegmatítica	
		FBJ12_06	FBJ13_01	FBJ16_08	FBJ05_02	FBJ16_09	FBJ07_01	FBJ12_03	FBJ12_05	FBJ15_02	FBJ04_11	FBJ04_15
SiO ₂	%	65,72	69,48	71,20	64,74	71,49	72,41	73,32	74,29	75,41	73,77	74,45
Al ₂ O ₃	%	14,85	14,70	14,28	16,06	14,67	14,13	13,56	13,10	13,35	13,65	13,46
Fe ₂ O ₃	%	4,83	3,11	2,41	4,41	1,88	1,99	1,07	0,48	0,27	0,68	0,27
MgO	%	1,23	0,65	0,69	1,73	0,52	0,55	0,30	0,18	0,07	0,29	0,19
CaO	%	2,96	2,24	2,00	4,37	2,14	1,82	0,90	0,73	0,80	0,63	0,46
Na ₂ O	%	3,46	4,00	4,05	4,50	3,90	4,32	2,72	2,05	3,58	2,59	3,56
K ₂ O	%	4,21	3,89	3,26	2,07	3,90	3,08	6,76	7,72	5,49	7,28	6,08
TiO ₂	%	0,82	0,52	0,32	0,59	0,25	0,27	0,14	0,05	0,04	0,08	<0,01
P ₂ O ₅	%	0,25	0,13	0,09	0,14	0,06	0,05	0,07	<0,01	0,04	<0,01	0,09
MnO	%	0,07	0,05	0,05	0,07	0,02	0,04	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	<0,002	<0,002	0,003	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Ni	ppm	<20	<20	25	35	21	32	<20	27	27	23	<20
Sc	ppm	11	7	5	12	1	5	5	1	1	1	<1
LOI	%	1,1	0,8	1,4	1,0	0,8	1,0	0,8	1,1	0,8	0,8	1,1
Sum	%	99,53	99,62	99,71	99,67	99,65	99,70	99,71	99,70	99,83	99,77	99,73
Ba	ppm	1548	941	821	500	1359	577	566	956	268	795	362
Be	ppm	<1	<1	2	3	<1	2	<1	<1	<1	1	8
Co	ppm	123,1	130,0	100,5	114,4	109,2	138,2	171,0	157,0	118,5	108,1	224,8
Cs	ppm	1,8	1,6	0,8	1,8	2,3	0,7	1,8	1,1	1,3	1,1	8,6
Ga	ppm	19,0	19,1	16,5	19,3	14,6	16,6	13,2	13,5	13,5	14,5	27,1
Hf	ppm	10,3	7,7	4,2	4,1	3,7	3,8	3,7	3,7	1,5	1,5	2,4
Nb	ppm	13,8	17,4	6,1	13,4	2,5	6,3	11,8	1,5	2,6	2,8	48,5
Rb	ppm	107,6	101,5	79,4	57,9	81,9	84,3	119,5	165,0	122,7	138,3	614,1
Sn	ppm	<1	2	1	2	1	6	<1	<1	<1	2	8
Sr	ppm	376,9	267,6	350,4	449,3	412,0	343,8	167,3	180,4	146,2	209,0	90,5
Ta	ppm	0,7	1,9	0,9	1,8	0,6	1,3	1,1	0,9	0,7	0,8	29,5
Th	ppm	13,4	22,6	17,3	19,6	7,4	14,2	25,3	4,7	5,0	17,0	2,3
U	ppm	1,7	2,9	2,2	2,8	1,0	2,3	6,3	2,3	3,2	3,2	10,9
V	ppm	51	30	18	74	13	16	<8	<8	<8	<8	<8
W	ppm	841,0	920,4	760,4	766,5	823,0	996,4	1112,6	1076,5	843,9	782,0	1450,0
Zr	ppm	403,0	275,3	142,6	153,2	116,6	121,4	101,7	74,6	37,6	34,2	12,6

Continuação...

		Rochas menos alteradas									Alteração pegmatítica	
		Fácies ISG		Fácies ISM		Fácies IM		Fácies Aplito			Fácies IM	
		FBJ12_06	FBJ13_01	FBJ16_08	FBJ05_02	FBJ16_09	FBJ07_01	FBJ12_03	FBJ12_05	FBJ15_02	FBJ04_11	FBJ04_15
Y	ppm	25,8	33,4	10,5	30,1	3,7	13,6	54,3	3,8	13,9	5,5	4,0
Zr/Y		15,6	8,2	13,6	5,1	31,5	8,9	1,9	19,6	2,7	6,2	3,2
La	ppm	84,4	104,9	30,3	68,0	23,0	32,2	36,5	3,4	6,9	6,0	1,2
Ce	ppm	161,2	191,1	56,1	134,0	38,9	65,9	77,1	6,2	15,0	10,8	2,6
Pr	ppm	16,79	20,02	6,04	14,81	3,87	6,86	8,86	0,69	1,65	1,21	0,37
Nd	ppm	61,2	69,8	23,4	53,7	12,9	24,5	33,6	3,0	6,4	4,0	1,2
Sm	ppm	10,04	10,76	3,45	9,60	1,74	4,66	8,06	0,75	1,66	0,96	0,70
Eu	ppm	1,96	1,57	0,93	1,60	0,90	0,78	0,90	0,79	0,35	0,58	0,16
Gd	ppm	8,31	8,12	2,76	7,30	1,35	3,55	7,87	0,68	1,76	0,88	0,67
Tb	ppm	1,05	1,12	0,35	1,06	0,13	0,50	1,42	0,11	0,33	0,13	0,17
Dy	ppm	5,35	6,74	1,63	5,65	0,70	2,71	9,03	0,72	2,00	0,76	0,95
Ho	ppm	1,11	1,20	0,37	1,18	0,13	0,56	1,87	0,15	0,47	0,19	0,10
Er	ppm	2,86	3,54	0,98	3,31	0,40	1,33	5,83	0,44	1,40	0,73	0,29
Tm	ppm	0,38	0,50	0,18	0,49	0,05	0,24	0,87	0,06	0,25	0,10	0,05
Yb	ppm	2,00	3,04	1,09	2,98	0,42	1,27	5,87	0,44	1,74	0,61	0,42
Lu	ppm	0,34	0,45	0,19	0,43	0,08	0,22	0,81	0,07	0,26	0,12	0,04
TOT/C	%	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,12	0,06	0,06	0,14
TOT/S	%	0,04	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,07
Mo	ppm	0,3	0,5	0,3	0,4	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	1,5
Cu	ppm	12,1	1,7	12,9	2,5	2,2	1,2	1,6	5,1	0,8	0,4	2,2
Pb	ppm	7,2	9,8	9,6	7,0	4,6	8,0	9,6	9,5	6,6	5,0	6,3
Zn	ppm	63	51	44	56	25	30	16	7	5	10	11
Ni	ppm	13,8	12,3	21,4	22,9	22,4	26,8	13,1	26,1	19,8	19,2	17,0
As	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	4,4
Cd	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Au	ppm	1,7	0,5	1,7	7,9	<0,5	4,3	15,1	1,4	1,5	1,4	18,8
Hg	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Se	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

continuação

		ferruginização						Alteração Cb-Chl-Qtz						
		Fácies ISG			Fácies ISM			Fácies IM			Fácies IM			
		FBJ13_02	FBJ13_03	FBJ13_04	FBJ16_07	FBJ05_04	FBJ16_03	FBJ04_04	FBJ04_14B	FBJ08_07	FBJ08_10	FBJ08_12	FBJ09_05	FBJ09_06
SiO ₂	%	69,61	75,51	67,57	63,78	53,02	63,73	64,76	71,99	66,46	63,62	63,70	62,37	58,95
Al ₂ O ₃	%	14,13	12,15	12,99	16,10	14,09	15,95	16,18	13,55	15,56	16,56	17,06	17,05	19,50
Fe ₂ O ₃	%	3,14	1,25	4,67	4,62	12,81	4,39	4,40	2,02	2,77	3,95	4,02	2,25	4,00
MgO	%	0,81	0,45	1,96	2,00	5,01	2,09	1,85	0,88	0,87	2,10	2,02	1,46	1,85
CaO	%	1,79	0,53	0,94	3,97	3,46	3,37	4,48	1,40	0,99	1,38	1,22	2,49	1,57
Na ₂ O	%	3,38	2,24	2,22	4,25	2,76	3,79	4,46	3,18	4,01	1,83	3,85	3,67	5,07
K ₂ O	%	4,88	6,19	5,50	2,06	2,01	2,34	1,52	4,18	6,56	5,58	3,46	5,19	3,89
TiO ₂	%	0,53	0,19	0,82	0,55	1,54	0,54	0,56	0,31	0,32	0,56	0,47	0,29	0,41
P ₂ O ₅	%	0,13	0,02	0,23	0,15	0,44	0,13	0,12	0,09	0,07	0,14	0,12	0,09	0,12
MnO	%	0,05	0,02	0,09	0,08	0,16	0,07	0,07	0,06	0,03	0,06	0,06	0,07	0,11
Cr ₂ O ₃	%	<0.002	<0.002	<0.002	0,004	0,005	0,003	0,002	<0.002	<0.002	0,003	<0.002	<0.002	<0.002
Ni	ppm	<20	27	31	32	38	39	32	37	23	35	20	<20	<20
Sc	ppm	7	<1	11	11	22	10	11	5	5	15	4	5	7
LOI	%	1,2	1,2	2,6	2,1	4,3	3,3	1,3	2,0	2,1	4,0	3,7	4,9	4,3
Sum	%	99,66	99,73	99,58	99,66	99,63	99,68	99,68	99,63	99,78	99,76	99,71	99,79	99,74
Ba	ppm	986	752	978	629	722	647	592	1008	618	271	546	586	645
Be	ppm	1	1	2	1	2	1	2	<1	<1	3	3	2	3
Co	ppm	102,4	126,2	134,2	132,6	54,3	124,1	113,2	152,3	120,3	100,4	83,0	60,6	79,5
Cs	ppm	1,7	1,6	2,4	1,0	3,7	2,7	0,9	1,6	1,3	16,4	3,4	5,6	5,3
Ga	ppm	16,9	13,4	16,5	18,8	22,5	19,3	18,4	15,4	16,5	20,9	20,8	17,5	22,6
Hf	ppm	7,5	3,8	12,0	4,0	10,0	3,9	3,8	3,5	4,2	4,8	7,9	3,9	5,4
Nb	ppm	18,7	4,0	17,8	5,5	14,8	5,5	6,0	7,4	8,4	9,8	6,1	6,9	7,7
Rb	ppm	118,7	144,7	119,9	51,0	88,5	71,4	44,2	94,5	93,1	180,7	170,1	156,6	160,4
Sn	ppm	2	8	2	<1	2	<1	<1	1	<1	2	2	30	2
Sr	ppm	217,5	162,5	189,2	510,2	300,6	435,9	483,2	299,2	81,0	48,4	131,8	83,0	113,8
Ta	ppm	2,1	1,1	1,6	0,6	1,1	0,6	0,6	1,3	1,1	1,3	0,8	1,6	0,7
Th	ppm	16,3	10,8	23,3	2,6	12,8	4,8	5,8	12,2	15,1	9,1	28,2	19,2	15,5
U	ppm	1,9	2,2	2,7	0,6	2,0	0,6	0,8	2,0	2,4	3,9	2,9	2,4	1,7
V	ppm	26	10	48	61	187	58	62	24	9	61	46	13	19
W	ppm	712,7	911,2	879,6	896,9	231,7	805,8	786,7	1112,0	668,5	788,1	631,0	425,3	479,8
Zr	ppm	297,6	112,8	459,3	137,0	364,5	136,7	146,5	135,2	132,8	164,1	279,4	135,8	189,9
Y	ppm	33,2	7,7	20,3	12,7	21,0	12,7	13,2	17,8	10,3	11,7	13,7	14,1	13,4
Zr/Y		9,0	14,6	22,6	10,8	17,4	10,8	11,1	7,6	12,9	14,0	20,4	9,6	14,2
La	ppm	79,7	24,8	96,6	19,4	44,6	26,8	36,6	35,1	11,4	14,3	65,6	27,4	49,3

Continuação...

		ferruginização						Alteração Cb-Chl-Qtz						
		Fácies ISG			Fácies ISM			Fácies IM			Fácies IM			
		FBJ13_02	FBJ13_03	FBJ13_04	FBJ16_07	FBJ05_04	FBJ16_03	FBJ04_04	FBJ04_14B	FBJ08_07	FBJ08_10	FBJ08_12	FBJ09_05	FBJ09_06
Ce	ppm	148,5	42,9	200,3	39,5	93,2	53,4	70,7	67,8	23,3	33,9	128,8	54,6	93,6
Pr	ppm	15,65	4,46	21,40	5,06	10,72	6,16	7,39	7,25	2,67	4,17	13,19	5,79	10,14
Nd	ppm	55,5	15,3	76,4	21,1	39,6	24,9	27,0	24,7	12,0	17,2	45,4	20,2	38,7
Sm	ppm	8,62	2,40	10,88	4,07	6,79	4,26	4,66	5,12	1,88	3,67	6,96	3,85	5,97
Eu	ppm	1,54	0,73	2,10	1,01	0,99	1,00	1,10	0,90	0,43	0,62	1,21	0,87	1,28
Gd	ppm	7,26	1,86	7,66	3,25	5,37	3,45	3,69	4,17	1,69	2,68	5,55	3,05	4,61
Tb	ppm	1,00	0,24	0,86	0,47	0,71	0,45	0,50	0,65	0,29	0,41	0,59	0,45	0,54
Dy	ppm	5,93	1,24	4,23	2,54	3,71	2,70	2,61	3,19	1,75	2,62	2,78	2,54	2,48
Ho	ppm	1,22	0,28	0,81	0,56	0,77	0,56	0,50	0,69	0,42	0,49	0,55	0,50	0,47
Er	ppm	3,52	0,92	2,28	1,54	2,40	1,32	1,30	1,87	1,29	1,43	1,39	1,64	1,47
Tm	ppm	0,51	0,13	0,33	0,23	0,36	0,19	0,21	0,28	0,19	0,21	0,20	0,24	0,21
Yb	ppm	3,23	0,74	2,29	1,35	2,17	1,29	1,19	1,56	1,24	1,25	1,19	1,56	1,32
Lu	ppm	0,51	0,11	0,35	0,20	0,33	0,18	0,19	0,24	0,19	0,21	0,22	0,22	0,18
TOT/C	%	0,09	0,10	0,22	0,05	0,29	0,36	0,04	0,18	0,22	0,39	0,38	0,79	0,55
TOT/S	%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	0,07	<0,02	0,14	<0,02	0,04	0,23	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,5	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	<0,1	1,4	0,2	0,3	0,1
Cu	ppm	7,7	1,1	4,0	17,3	17,7	8,9	13,1	6,6	10,6	8,1	11,7	38,2	1,8
Pb	ppm	8,1	4,6	2,3	4,4	3,8	2,4	3,4	9,7	1,4	3,6	6,7	3,8	2,9
Zn	ppm	55	21	82	56	166	69	51	51	56	59	64	47	109
Ni	ppm	18,8	22,4	22,9	27,6	35,5	35,3	33,5	29,4	23,1	27,6	16,8	11,6	14,4
As	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	0,6	1,7	<0,5	0,9	<0,5	2,3	1,3	<0,5	<0,5
Cd	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,6	0,4	0,5	0,2
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1
Au	ppm	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	2,9	<0,5	<0,5	22,3	<0,5	2,4	2,4	137,6	4,4
Hg	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Continuação...

Alteração Cb-Chl-Qtz

Alteração argílica

Alteração sódica

		Fácies IM		Fácies ISZ	Fácies ISM		Fácies IM		Fácies IM	
		FBJ15_03	FBJ15_05	FBJ13_06	FBJ16_04	FBJ16_16c	FBJ04_25	FBJ04_31	FBJ07_11	FBJ11_01
SiO ₂	%	55,35	54,94	59,13	46,24	60,88	66,03	57,19	65,55	61,89
Al ₂ O ₃	%	16,90	21,44	13,25	20,63	16,93	14,60	20,08	15,98	17,00
Fe ₂ O ₃	%	4,96	2,69	11,58	8,73	3,32	4,54	4,94	2,58	4,48
MgO	%	2,43	2,07	1,44	4,13	2,36	0,63	1,67	1,09	1,31
CaO	%	3,71	3,16	1,01	3,18	2,97	0,29	1,45	1,80	2,25
Na ₂ O	%	0,23	0,08	0,04	0,12	0,11	0,08	0,11	6,41	9,02
K ₂ O	%	9,61	8,00	4,16	6,22	5,52	4,80	6,53	2,91	0,15
TiO ₂	%	0,28	0,31	0,49	0,72	0,27	0,33	0,50	0,27	0,40
P ₂ O ₅	%	0,08	0,09	0,14	0,20	0,07	0,10	0,16	0,04	0,09
MnO	%	0,13	0,08	0,07	0,28	0,12	0,02	0,06	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	%	<0.002	<0.002	0,003	0,004	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Ni	ppm	<20	29	33	34	22	30	<20	22	50
Sc	ppm	4	5	6	15	5	6	8	6	5
LOI	%	6,2	6,9	8,4	9,1	7,1	5,1	6,4	3,1	3,1
Sum	%	99,82	99,75	99,70	99,54	99,68	96,52	99,12	99,81	99,82
Ba	ppm	487	792	364	674	477	397	645	326	40
Be	ppm	2	2	<1	3	2	3	6	<1	2
Co	ppm	40,6	69,3	113,4	56,3	107,9	183,0	104,0	99,1	102,1
Cs	ppm	5,7	9,6	2,6	4,1	3,4	4,8	4,6	0,2	0,1
Ga	ppm	18,0	33,5	14,9	23,5	20,2	15,4	23,8	16,4	19,4
Hf	ppm	3,8	4,7	6,0	4,7	3,5	3,9	5,7	3,9	4,3
Nb	ppm	6,9	7,3	11,3	6,9	7,4	6,7	13,7	7,3	6,4
Rb	ppm	189,1	424,5	220,3	310,0	257,1	250,4	335,3	62,2	3,4
Sn	ppm	<1	4	18	5	8	80	15	1	<1
Sr	ppm	38,0	23,5	9,6	18,2	14,2	8,1	10,3	94,6	104,0
Ta	ppm	0,7	1,0	1,1	0,5	1,0	0,9	1,0	0,9	0,6
Th	ppm	13,4	9,2	17,6	7,3	10,8	11,0	21,9	13,4	11,7
U	ppm	1,4	2,9	1,9	1,0	2,4	2,0	3,7	6,1	1,2
V	ppm	10	43	48	46	16	18	42	18	44
W	ppm	228,1	518,2	797,3	277,5	798,6	1336,5	750,9	623,2	543,9
Zr	ppm	131,2	163,9	244,6	187,1	122,9	131,7	203,0	118,0	151,7
Y	ppm	17,2	13,1	22,7	19,7	14,4	11,0	18,3	12,8	8,1
Zr/Y		7,6	12,5	10,8	9,5	8,5	12,0	11,1	9,2	18,7
La	ppm	23,1	24,6	80,4	37,7	27,8	23,7	67,5	16,3	68,4

Conclusão...

Alteração Cb-Chl-Qtz

Alteração argílica

Alteração sódica

		Fácies IM		Fácies ISM	Fácies IM		Fácies IM			
		FBJ15_03	FBJ15_05	FBJ13_06	FBJ16_04	FBJ16_16c	FBJ04_25	FBJ04_31		
Ce	ppm	45,5	50,5	154,9	78,9	55,3	49,8	132,4	33,0	125,0
Pr	ppm	5,07	5,45	16,15	9,47	5,93	5,33	13,65	3,62	12,83
Nd	ppm	19,0	21,5	58,1	37,2	21,7	17,0	45,5	13,3	46,5
Sm	ppm	3,65	3,80	9,19	6,71	3,81	3,34	7,47	2,45	6,35
Eu	ppm	0,89	0,83	1,61	1,50	0,99	0,60	1,44	0,48	1,47
Gd	ppm	3,34	2,98	7,09	5,20	3,36	2,75	5,82	2,14	4,11
Tb	ppm	0,52	0,44	0,99	0,68	0,47	0,39	0,71	0,37	0,38
Dy	ppm	2,83	2,35	4,59	3,60	2,72	2,03	3,59	1,99	1,81
Ho	ppm	0,54	0,46	0,95	0,74	0,57	0,40	0,71	0,46	0,31
Er	ppm	1,75	1,40	2,09	1,95	1,54	1,11	2,01	1,43	0,78
Tm	ppm	0,27	0,21	0,32	0,29	0,24	0,18	0,31	0,21	0,11
Yb	ppm	1,75	1,44	2,22	1,62	1,46	1,07	1,64	1,46	0,74
Lu	ppm	0,26	0,25	0,28	0,27	0,23	0,17	0,30	0,22	0,13
TOT/C	%	1,11	0,96	0,39	1,20	1,26	0,08	0,58	0,45	0,50
TOT/S	%	<0.02	<0.02	7,94	3,55	1,61	4,28	2,44	<0.02	<0.02
Mo	ppm	<0.1	<0.1	0,3	0,3	0,5	0,2	<0.1	<0.1	0,2
Cu	ppm	0,3	1,7	143,5	32,6	485,0	46,4	46,9	0,7	0,6
Pb	ppm	0,5	0,5	84,8	757,7	41,7	677,9	63,5	0,7	0,9
Zn	ppm	89	23	86	1137	13	>10000	4631	50	51
Ni	ppm	8,5	12,4	19,1	23,9	16,4	14,9	8,7	17,1	21,7
As	ppm	0,8	<0.5	677,4	241,0	171,7	270,5	256,0	<0.5	<0.5
Cd	ppm	<0.1	<0.1	0,5	7,8	0,1	213,4	36,4	<0.1	<0.1
Sb	ppm	<0.1	<0.1	0,1	0,2	<0.1	0,4	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	ppm	<0.1	<0.1	18,8	0,4	0,7	14,2	1,3	<0.1	<0.1
Ag	ppm	<0.1	<0.1	1,7	1,1	0,6	6,5	0,6	<0.1	<0.1
Au	ppm	6,8	45,8	484,5	112,9	1786,6	193,0	199,8	3,5	0,8
Hg	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,23	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	ppm	<0.1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	<0.1	<0.1
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5